





geology

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft. *7*
188
2

(Abhandlungen und Monatsberichte.)



64. Band.

1912.

(Mit 18 Tafeln.)

Berlin 1913.

Verlag von Ferdinand Enke
Stuttgart.

QE
D4



550.643

D486

bd. 64

1912

Geology.

Inhalt.

Hinter dem Titel der Veröffentlichungen bedeutet A: Abhandlung,
B: Briefliche Mitteilung und V: Vortrag.

(Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.)

	Seite
ABENDANON, E. C.: Zur Umrißform der Insel Celebes. (Mit 1 Textfigur.) B.	266
— Eine Nachschrift „Zur Umrißform von Celebes“. B.	512
AHLBURG siehe v. STAFF und AHLBURG.	
BÄRTLING, R.: Die Bedeutung der Kreideformation für die Wasserführung des Deckgebirges über den nutzbaren Lagerstätten des nördlichen Rheintalgrabens. V. (Diskussion zum Vortrage WUNSTORF und FLIEGEL.)	30
— Das Diluvium des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium. (Hierzu Tafel IV und 3 Textfiguren.) V.	155
— Die Tektonik Norddeutschlands. (Diskussionsbemerkung zum Vortrage TORNUST.)	479
— Redaktionsbericht. V.	432
BERG, GEORG: Die Neogenbecken Kleinasiens. B.	59
BEYSLAG: Diskussionsbemerkung zum Vortrag LACHMANN	563
BÖHM, JOH.: Bearbeitung der bei den Aufnahmen im Diamantgebiet aufgefundenen Fauna. (Titel.) V.	66
— <i>Inoceramus Lamarcki</i> auct. und <i>Inoceramus Cuvieri</i> auct. B.	399
— Kretacische Versteinerungen aus dem Hinterland von Kilwa Kiwindje. V.	210
— Über das Turon bei Ludwigshöhe in der Uckermark. B.	350
BORN, AXEL: Über eine Vergesellschaftung von Clymenien und Cheiloceren. B.	537
BORNHARDT: Diskussionsbemerkung zum Vortrag Hennig.	215
BRANDES, TH.: Liasaufschlüsse bei Bünde i. Westf. B.	125
BROILI, F.: Über <i>Pterodactylus micronyx</i> H. v. MEYER. (Hierzu Tafel XII.) A.	492
BÜCKING, H.: Über vor- und nachbasaltische Dislokationen und die vorbasaltische Landoberfläche in der Rhön. B.	109
DATHE: Das Vordringen des Inlandeises in der Grafschaft Glatz bis in das Heuscheuergebirge. (Titel.) V.	488
DEECKE: Das Grundgesetz der Gebirgsbildung. (Titel.) V.	481
FINKH, L.: Zur Nephritfrage. V.	18
— Die Granite des Zobtengebietes und ihre Beziehungen zu den Nebengesteinen. V.	24

S.M. 16 IX/13

	Seite
FLIEGEL siehe WUNSTORF und FLIEGEL.	
FRECH: Der Gebirgsbau des Taurus. (Titel.) V.	437
FREYSTEDT: Karte der Endmoränen der letzten Vereisung der Provinz Posen. (Titel.) V.	481
FRIEDRICHSEN, MAX: Geologisch-morphologische Wandkarte der Provinz Pommern. (Titel.) V.	108
— Über Pommerns Küsten. (Mit 5 Textfiguren.) V.	411
FUCHS, ALEXANDER: Über einige Prioritätsfragen in der Strati- graphie des Lenneschiefers. B.	388
GAGEL, C.: Das letzte Erdbeben auf Formosa. (Titel.) V.	5
— Diskussionsbemerkung zum Vortrage HESS v. WICHENDORFF	16
— Diskussionsbemerkung zum Vortrage MENZEL	425
— Diskussionsbemerkung zum Vortrage HORN	148
— Lumièrephotographien von Gesteinsschliffen von Madeira. (Titel.) V.	426
— Studien über den Aufbau und die Gesteine Madeiras. (Hierzu Tafel VII—XI und 29 Textfiguren.) A.	344
GLÖCKNER, FRIEDRICH: Der Setzungskoeffizient der Braunkohle. (Mit 2 Textfiguren.) V.	306
GOTHAN: Diskussionsbemerkung zum Vortrage ZOBEL	262
— Über eine wenig bekannte Fundamentaltatsache der Paläo- botanik. (Mit 1 Textfigur.) V.	262
GROSSE, E., Dwykakonglomerat und Karroosystem in Katanga. B.	320
GRUPE, O.: Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Alters- beziehungen zu den Eiszeiten. (Mit 9 Textfiguren.) A.	265
— Diskussion zum Vortrag LACHMANN	564
HAHN, F. FELIX: Einige Beobachtungen in der Flyschzone Süd- bayerns. (Mit 3 Textfiguren.) B.	528
HARBORT: Über deutschen und englischen Wealden. (Titel.) V.	24
HESS v. WICHENDORFF, H.: Äsar-Bildungen in Hinterpommern und die Entstehung der sog. Stauäsar und Aufpressungsäsar. (Mit 6 Textfiguren.) (Diskussionsbemerkung zum Vortrage PHILIPP)	102
— Über einige bisher unbekannte Tertiärvorkommen im Regatale und Umgebung in Hinterpommern. (Mit 4 Textfiguren.) B.	52
— Über einige noch unsichere Vorkommen von typischer Litorina- fauna in Ostpreußen. (Mit 1 Textfigur.) V.	5
HENNIG, E.: Das Juraprofil an der Deutsch-Ostafrikanischen Zentralbahn. V.	257
— Die Stratigraphie des Arbeitsgebiets der Tendaguru-Expedition. V.	214
— Zur <i>Inoceramus</i> -Frage. B.	522
HERMANN, RUDOLF: Erklärung zu der Abhandlung von Herrn RECK über „die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtenlandschaft“. V.	305
HORN, E.: Die geologischen Aufschlüsse des Stadtparkes in Winter- hude und des Elbtunnels für die Geschichte der Hamburger Gegend in postglazialer Zeit. (Mit 7 Textfiguren.) V.	130
— Erwidern in der Diskussion	152
HUCKE: Über altquartäre Ostracoden, insbesondere über die Er- gebnisse einer Untersuchung der Ostracodenfauna des Inter- glazials von Dahnsdorf bei Belzig und Frankfurt a. d. O. (Hierzu Tafel VI.) A.	333
HUTH: Diskussionsbemerkung zum Vortrage ZOBEL	262

	Seite
JAEKEL, O.: Bericht über seine Dinosaurierfunde bei Halberstadt. (Titel.) V.	2
— Diskussionsbemerkung zum Vortrage TORNQUIST	479
— Über die Geologie der Provinz Pommern. V.	406
— Über gegenwärtige tektonische Bewegungen in der Insel Hiddensee (Rügen). (Mit 10 Textfiguren.) B.	278
JANENSCH, W.: Die bisherigen Arbeiten und Ergebnisse der Tenda- guru-Expedition 1909—1911. V.	212
JENTZSCH, A.: Diskussionsbemerkung zum Vortrage HESS v. WICH- DORFF	17
KEILHACK und MENZEL: Der Faulschlammkessel der Museums- insel zu Berlin. (Titel.) V.	17
KOEHNE, W.: Stratigraphische Ergebnisse einer Tiefbohrung am Bühlbach im oberbayerischen Kohlenrevier. B.	63
KOENIGSBERGER, JOH.: Über Mineralfundorte in den Alpen und über Gesteinsmetamorphismus. (Hierzu Tafel XIII und 12 Text- figuren) A.	501
— Dynamometamorphismus an der Basis der Hardangerdecke. (Mit 3 Textfiguren.) B.	610
KOERT: Diskussionsbemerkung zum Vortrage HORN.	144
KRANZ, W.: Hebung oder Senkung beim Rheinischen Schiefer- gebirge. (Mit 3 Textfiguren.) B.	33
KRAUSE, P. G.: Diskussionsbemerkung zum Vortrage BÄRTLING	206
KRUSCH, P.: Die Genesis einiger Mineralien und Gesteine auf der silikatischen Nickelerzlagstätte von Frankenstein in Schlesien. (Mit 2 Textfiguren.) V.	568
— Diskussionsbemerkung zum Vortrag LACHMANN	566
KUNTZ, J.: Die geologischen Verhältnisse des Kaokofeldes. V.	363
LACHMANN, R.: Diskussionsbemerkung zum Vortrage TORNQUIST — Ein vollkommen plastisch deformierter Steinsalzkrystall aus Boryslaw in Galizien. (Mit 4 Textfiguren.) V.	426
— Ekzeme als Geologische Chronometer. (Mit 5 Textfiguren.) V.	553
LÖSCHER, W.: Die westfälischen Galeritenschichten als Seichtwasser- bildung. B.	341
LOTZ: Die weitere Erschließung der Diamantfelder in Südwest- afrika und ihre Ergebnisse. (Titel.) V.	65
MENZEL, H.: Die Konchylienfauna von Winterhude. V.	142
— Die Quartärfauna des niederrheinisch-westfälischen Industrie- bezirks. (Hierzu Taf. IV und 6 Textfig.) V.	177
— Paläontologische Betrachtungen über die „Litorinafauna“ von Ostpreußen. V.	8
— Über die Entwicklungsgeschichte der Postglazialzeit in Hinter- pommern auf Grund der Binnenmolluskenfaunen. V.	419
— Zur Chronologie des Palaeolithiums der Gegend von Weimar. B.	607
— siehe auch KEILHACK und MENZEL.	
MESTWERDT, A.: Das Senon von Boimstorf und Glentorf. (Mit 4 Figuren.) B.	374
— Über Grundwasserverhältnisse in dem Bielefelder Quertale des Teutoburger Waldes. B.	245
MILCH, L.: Paläozoische Eruptivgesteine aus dem Taurus. V.	476
— Plastizität des Steinsalzes. Diskussion zum Vortrage LACHMANN	430
NAUMANN, E.: Beiträge zur Kenntnis des Thüringer Diluviums. (Hierzu Tafel V.) A.	299

	Seite
OPPENHEIM, PAUL: Südwestafrikanische Tertiärfauna. (Diskussions- bemerkingen zum Vortrage BÖHM.)	66
PHILIPP, H.: Über ein rezentos alpinos Os und seine Bedeutung für die Bildung der diluvialen Osar. (Mit 13 Textfiguren.) V.	68
— Über die Beziehungen der Kryokonitlöcher zu den Schmelz- schalen und ihren Einfluß auf die Ablationsverhältnisse arkt- tischer Gletscher. (Mit 5 Textfiguren.) B.	489
PHILIPPSON, ALFRED: Die Neogenbecken Kleinasiens. B.	250
RANGE, PAUL; Neue Glimmerlagerstätten in Deutsch-Ostafrika. (Mit 1 Textfigur) B.	372
RASSMUS, H.: Über den Gebirgsbau der lombardischen Alpen. (Titel.) V.	488
— Zur Geologie der Vall' Adrara. (Mit 3 Textfiguren.) B.	322
RECK, H.: Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft im Sinne der DAVISSchen Zyklus- theorie. (Mit 22 Textfiguren.) A.	81
RENZ, CARL: Gebirgsbau Griechenlands. V.	437
— Neuere Fortschritte in der Geologie und Paläontologie Griechen- lands mit einem Anhang über neue indische Dyasarten. (Hierzu Tafel XIV bis XVIII und 28 Textfiguren.) A.	530
ROTHPLETZ, A.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Simplon- gebietes. B.	218
— Eine zweite vorläufige Mitteilung im Anschluß an die vom 16. März über das Simplongebiet. (Mit 1 Textfigur.) B.	545
SARASIN, PAUL: Zur Tektonik von Celebes. B.	226
SCHEIBE: Diskussionsbemerking zum Vortrage LACHMANN	565
SIEGERT, L.: Über die Altersstellung der Travertine von Tau- bach. B.	294
— Über die Entwicklung des Wesertales. (Mit 4 Textfiguren.) A.	233
— Über den Pariser der Travertine von Taubach. (Mit 8 Text- figuren.) B.	516
SPETHMANN: Untersuchungen am Nordrande des Vatnajökuli auf Island im Vergleiche mit diluvialen Erscheinungen in Nord- deutschland. (Titel.) V.	68
v. STAFF, HANS: Die Alpengeologie auf dem XVIII. Deutschen Geographentage in Innsbruck, Pfingsten 1912. V.	310
— Fluviale Abtragungsperioden im südlichen Deutsch-Ost- afrika. V.	212
— Zur Morphogenie der Präglaziallandschaft in den Westschweizer Alpen. (Hierzu Tafel I—III und 14 Textfiguren.) A.	1
— und AHLBURG: Mitteilung zur Umrißform von Celebes. B.	126
STREME: Eine chemische Unterscheidung zwischen Asphalten auf primärer und sekundärer Lagerstätte. (Titel.) V.	371
TORNIER, G.: Diskussionsbemerking zum Vortrage JAEKEL	2
TORNQUIST, A.: Diskussionsbemerking zum Vortrage MENZEL	425
— Tektonik Deutschlands und die Beziehung geophysikalischer Verhältnisse und der Ausbreitung der Erdbebenbewegungen zu dieser Tektonik. V.	466
WAHNSCHAFTE, F.: FERDINAND ZIRKEL † (Mit 2 Tafeln.)	354
— ERNST KOKEN †	551
WEINGÄRTNER, REGINALD M.: Zur Kenntnis des Oligocäns und Miocäns am Niederrhein. B.	203
VAN WERVEKE, L.: Über diluviale Verwerfungen im Rheintalgraben. emerking zu einem Aufsatz des Herrn W. KRANZ. B.	349

VII

	Seite
WIEGERS, F.: Die geologischen Grundlagen für die Chronologie des Diluvialmenschen. (Mit 2 Textfiguren.) B.	578
WITTICH, ERNST: Über Meeresschwankungen an der Küste von Kalifornien. B.	505
WOLDSTEDT, PAUL: Eine Asbildung in Nordschleswig. (Mit 1 Textfigur.) B.	345
WOLFF, W.: Diskussionsbemerkung zum Vortrage HORN	152
WUNSTORF, W., und FLIEGEL, G: Kalisalze am Niederrhein. V.	28
ZOBEL: Das sogenannte <i>Marsilidium</i> SCHENK. V.	260

Nekrologe:

FERDINAND ZIRKEL †	354
ERNST KOKEN †	551

Druckfehlerberichtigungen	VIII
Mitgliederverzeichnis	646
Mitteilungen des Vorstandes	202
Ortsregister	627
Protokoll der Sitzung am 3. Januar 1912	1
- - Sitzung am 7. Februar	65
- - Sitzung am 6. März	129
- - Sitzung am 3. April	209
- - Sitzung am 1. Mai	257
- - Sitzung am 5. Juni	305
- - Sitzung am 3. Juli	353
- - Hauptversammlung in Greifswald im August	
Wissenschaftl. Sitzung am 8. August	405
- - - 9. -	436
- - - 10. -	476
Geschäftliche - 9. -	431
- - Sitzung am 6. November 1912	485
- - Sitzung am 4. Dezember	549
Rechnungsabschluß für 1911	631
Sachregister	638
Satzungen der HERMANN CREDNER-Stiftung	486
Wahlprotokoll	549
Zugänge der Bibliothek . 632, 127, 208, 255, 304, 352, 404, 482, 619	

Druckfehlerberichtigungen.

A. Abhandlungen.

Seite 324, Zeile 1 von unten, lies „*Elephas*“ statt „*Elphas*“.

- 377, Zeile 18 von unten, lies „Trachydoleriten“ statt „Trachycloleriten“.
- 424, Zeile 12 von oben, lies „Anwachskegel“ statt „Auswachskegel“.
- 428, in Analyse c, Angabe des spezifischen Gewichts, lies „2,738“ statt „2,798“.

B. Monatsberichte.

Seite 106, Zeile 7 von unten, ist nach „Ich stelle mir vor“ einzufügen „nach dem Vorgange von J. KORN“ (vgl. WAHNSCHAFTE: Oberflächengestaltung, 1909, S. 211 ff. und a. a. O.)

- 125, Zeile 21 von unten, lies „*margaritatus*“ statt „*margaritutus*“.
- 443, Zeile 11 von oben, lies „Typus der dalmatinischen Gebirge“ statt „Typus dalmatinischer Gebirge“.
- 449, Zeile 20 von oben, lies „Han Bulog“ statt „Hau Bulog“.
- 449, Zeile 22 und 23 von oben, lies „*Protrachyceras*“ statt „*Protrachyceros*“.
- 451, Zeile 32 von oben, lies „Grünsteingebieten“ statt „Grundsteingebieten“.
- 596, lies:

H. OBERMAIER		F. WIEGERS	
	m		m
1. Terrasse	150	} Älterer Deckenschotter	150
2. -	100		
3. -	50—55		
4. -	15	Jüngerer -	70
Alluvium	—	Hochterrassenschotter	30
		Niederterrassenschotter	15

2
n. 4

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)


A. Abhandlungen.

64. Band.

I. u. II. Heft.

Januar bis Juni 1912.

Berlin 1912.

 von Ferdinand Enke,
Stuttgart.

Inhalt: Aufsätze S. 1—304. Tafel I—V.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1912

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFTE	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vor-	" RAUFF	"	STREMMER
sitzende:	" BORNHARDT	"	FLIEGEL
Schatzmeister:	" ZIMMERMANN	"	HENNIG
Archivar:	" EBERDT		

Beirat für das Jahr 1912

Die Herren: JAEKEL-Greifswald, KOKEN-Tübingen, v. KOENEN-Göttingen,
TIETZE-Wien, RINNE-Leipzig, FRICKE-Bremen.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monattsitzungen sind Herrn Professor Dr. STREMMER tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 8 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 20 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 Mark ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine größere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift oder den Monatsberichten, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Eberdt**,
beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Stremme**, Berlin N.4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe**, Berlin N4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Dr. Eberdt**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44, porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Inhalt des I. und II. Heftes.

Aufsätze.

	Seite
1. H. v. STAFF: Zur Morphogenie der Präglaziallandschaft in den Westschweizer Alpen. (Hierzu Tafel I—III und 14 Textfiguren.)	1
2. H. RECK: Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft im Sinne der DAVISSchen Cyclustheorie. (Mit 22 Textfiguren.)	81
3. L. SIEGERT: Über die Entwicklung des Wesertales. (Mit 4 Textfiguren.)	233
4. O. GRUPE: Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. (Mit 9 Textfiguren) . .	265
5. E. NAUMANN: Beiträge zur Kenntnis des Thüringer Diluviums. (Hierzu Tafel V.)	299

(Fortsetzung im nächsten Heft.)

(Tafel IV zum Vortrag BÄRTLING und MENZEL, Monatsber. 3, gehörig.)



Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Aufsätze.

1. Zur Morphogenie der Präglaziallandschaft in den Westschweizer Alpen.

Von Herrn HANS V. STAFF.

Hierzu Tafel I bis III und 14 Textfiguren.

Inhaltsübersicht.

	Seite
Vorwort	1
Zur Morphogenie der Präglaziallandschaft in den Westschweizer Alpen:	
A. Die morphologischen Einzelemente der Walliser Alpen.	
I. Die Gipfelhöhen-Konstanz	4
II. Erhaltene Flächenstücke	18
III. Richtungen und Richtungsänderungen der Flußtäler	23
IV. Synklinalgipfel	35
V. Das orographische Zurücktreten der großen Überschiebungen	40
VI. Die achsenparallelen Zonen der Gipfelhöhen	49
B. Die Morphogenie der Walliser Alpen im Vergleich mit der anderer Gebiete.	
I. Wallis	54
II. Cascade Range, Jura	55
III. Ostschweiz, Dauphiné	60
IV. Ostalpen	63
V. Vergleich mit älteren Ansichten über die Präglaziallandschaft	68
VI. Frühglaziale Hebungen	71
Rückblick	73
Literatur	75

Vorwort.

Wiederholt schon ist in den letzten Jahren die Vermutung ausgesprochen worden, daß die Alpen, sei es in ihrer Gesamtheit, sei es in einem begrenzteren Gebiete, vor der Vereisung einen sehr erheblichen Grad von Einebnung erreicht hätten.

Doch ist ein Beweis für die Existenz einer präglazialen Peneplain bisher noch nicht einmal versucht worden, und ebenso fehlt jede kritische Behandlung des Problems. Überdies enthalten auch alle Versuche einer Rekonstruktion der Präglazialtopographie untereinander und sogar in sich selbst so zahlreiche Widersprüche, daß ein auch nur einigermaßen klares Gesamtbild noch nicht als erreicht gelten kann. Dieses geringe Kenntnis ist zwar wohl erklärlich angesichts der Tatsache, daß Geologen und Geographen noch immer vorwiegend tektonischen und glaziologischen Problemen in den Alpen nachgehen; doch dürfte eine Zusammenfassung alles dessen, was man mit Hilfe der modernen geomorphogenetischen Betrachtungsweise über die Präglaziallandschaft der Alpen aussagen kann, gerade auch für die anderen Zweige der Geologie nicht unwichtig sein. Läßt sich doch nur dann z. B. angeben, um welchen Betrag und in welcher Richtung die glaziale und postglaziale Gesamterosion landschaftsverändernd eingewirkt hat, wenn die Höhenlage und die Gestaltung der Täler und Gipfel zur Zeit des Abschlusses des Pliocäns einigermaßen bekannt ist. Diese Gestaltung einfach aus einem Rückwärtsverfolgen des glazialen Erosionszyklus aufbauen zu wollen, geht nicht wohl an, da einmal die Gesetze des glazialen Zyklus selbst noch nicht genügend geklärt sind, somit vielfach Zirkelschlüsse sich einstellen würden, und da andererseits die Vielheit der von fluviatil erodierenden Interglazialzeiten unterbrochenen Vergletscherungsphasen es überaus erschwert, lokale Erscheinungen von allgemeinen sicher zu trennen.

Mehr Erfolg würde somit der andere Weg verheißen, der aus der primären tektonischen Landschaft der Alpen deduktiv durch das Verfolgen des normalen fluviatilen Erosionszyklus die Morphologie vor dem Einsetzen der Eiszeit konstruiert. Hier würde die genetische Methode ja zugleich den Vorteil bieten, daß die Formen der Landoberfläche nicht nur schematisch beschrieben, sondern genetisch erklärt würden. Es wäre also in der Forderung, daß die einzelnen Form-Elemente zueinander stimmen müßten, d. h. der gleichen Phase eines Zyklus angehören, ebensowohl ein wertvolles Korrigens als ein methodisches Hilfsmittel zur Auffindung subtilerer Einzelheiten gegeben. Aber auch diesem deduktiven Wege ist nicht allzuviel Vertrauen zu schenken. Die tektonischen Kräfte haben nicht auf einmal ein fertiges Produkt der Erosion zur Verarbeitung übergeben, sondern häufig wiederholt, und zudem in den einzelnen Alpen teilen in recht verschiedenem Rhythmus und Ausmaß ist durch lange Zeiträume hindurch vermutlich durch erneutes Eingreifen

der Tektonik Zyklus auf Zyklus in oft überstürzter Folge gehäuft worden. Von der durch neuere Forschungen wenigstens für einige Gebiete jetzt schon leidlich genau bekannten idealktektonischen, also noch durch keine erosiven Faktoren verwirrten Landschaft ist somit die präglaziale Alpen-Topographie durch ein ebenso unübersehbares Chaos getrennt wie von der uns zugänglichen heutigen Landoberfläche.

Es dürfte also nur ein dritter Weg zum Ziele führen, der die heutigen morphologischen Elemente einer tektonisch einheitlichen Gegend unbefangen würdigt und so, von der festen Basis des tatsächlich Beobachtbaren ausgehend, die Frage zu entscheiden sucht, ob postglaziale, glaziale oder präglaziale Faktoren jeweils verantwortlich zu machen sind. Dabei werden als Hilfsmittel wie als Corrigentia die Vorteile der beiden anderen zuvor genannten Methoden natürlich ausgiebig heranzuziehen sein.

Als speziellere Unterlage für die folgende geomorphogenetische Betrachtung dient der zwischen Monte Rosa und Montblanc gelegene Teil der Walliser Alpen, der topographisch in den Blättern des „Siegfried-Atlas“ vorzüglich kartiert, tektonisch durch GERLACH, C. SCHMIDT, H. SCHARDT, E. ARGAND genügend geklärt und in Karten und Profilen dargestellt worden ist¹⁾, und den ich in allen Teilen durch Tal- und Hochtouren mehrerer Sommer persönlich kennen gelernt habe.

Bei der Überfülle der viersprachigen alpinistischen Literatur der Gegend, in der naturgemäß zahlreiche morphologische Einzeltatsachen teils richtig, teils falsch beschrieben und gedeutet sind, erscheint es wenig nutzbringend, stets den ersten Autor namentlich anzuführen oder gar zu berichtigen. Wenn ich somit häufig kurz die Tatsachen ohne ausführliche Literaturangaben anführe, so geschieht dies nicht, um mir die Priorität von Entdeckungen anzumaßen, die jeder Anfänger im Terrain oder auf der Karte mühelos ablesen kann, sondern um Raum²⁾ zu sparen.

¹⁾ Zum Verständnis der zu besprechenden Einzelheiten ist ein ständiges Vergleichen der folgenden Karten unerlässlich: Siegfried-Atlas, Überdruck 1:50000, Blatt Martigny—Gd. St. Bernard-Combin. — Siegfried-Atlas, Überdruck 1:50000, Blatt Evolena—Zermatt. — Eidgen. Schulwandkarte 1:200000. — Carte géologique de la Dent Blanche (ARGAND 1905—1907) 1:50000. — Geologische Karte der Schweiz (DUFOUR), Blatt XXII, Martigny—Aoste, 1:100000 (GERLACH). — Carte géol. du Massif du Montblanc (DUPARC ET MRAZEC 1980—1896) 1:50000. — Geologische Kartenskizze der Alpen zwischen St. Gotthard und Montblanc (C. SCHMIDT 1906) 1:350000.

²⁾ Aus dem gleichen Grunde wird die Kenntnis von PENCK-BRÜCKNERS Monumentalwerk (Die Alpen im Eiszeitalter, 1901—1908) im wesentlichen vorausgesetzt.

Zu besonders herzlichem Danke verpflichtet fühle ich mich Herrn Dr. O. ALTPETER für seine liebenswürdige Bereitwilligkeit, die von mir erbetenen Photographien unter oft recht mühevollen Umständen aufzunehmen, sowie Herrn Privatdozent Dr. VOGEL VON FALCKENSTEIN, mit dem ich im August 1910 an Ort und Stelle gelegentlich gemeinsamer bodenkundlicher Untersuchungen ständigen Gedankenaustausch pflegen konnte. Für tatkräftige Mitwirkung auf den zahlreichen notwendigen, stets führerlosen Hochtouren schulde ich außerdem den Herren Dr. A. v. MARTIN, Dr. G. DYHRENFURTH, Dr. H. KOLLMANN, Dr. W. SOMMERBRODT sowie meiner Frau Dank.

Berlin, 27. März 1911.

A. Die morphologischen Einzelemente der Walliser Alpen.

I. Die Gipfelhöhenkonstanz.

a) **In den Gesamtalpen.** In allen Teilen der Alpen fällt auch dem ungeschulten Auge bei der Aussicht von höheren Bergen die eigentümliche Tatsache auf, daß ringsum alle Ketten und Gipfel in ein einziges gestaltloses Meer zusammenfließen, aus dessen ebenem Spiegel auch die stolzesten Zacken und Zinnen sich nicht mehr individualisiert herauszuheben vermögen. Wohl bleiben zahlreiche Spitzen unter der geradlinigen Horizontlinie, auf die sich alle Berge in der Runde projizieren, zurück; aber auch den höchsten gelingt es nicht, die endlose Monotonie des Gipfelmeeres zu durchbrechen: Eine Tangentialfläche nimmt alle Emporragungen in sich auf. Ehe wir näher auf die Frage eingehen, ob und wie weit in unserem spezielleren Gebiete eine derartige Gipfelhöhenkonstanz sich findet, soll das Problem behandelt werden, in welcher Beziehung denn überhaupt die Existenz einer solchen Konstanz zur Morphogenie der Präglaziallandschaft stehen kann. — Die historische Entwicklung der Frage wäre wohl — kurz gefaßt — etwa derart wiederzugeben, daß die erste bestimmtere Äußerung zugunsten einer präglazialen Verebnung der Alpen 1871 von GERLACH getan wurde, der als „eine gewaltige, unendlich zerrissene ehemalige Hochfläche, von der infolge der Erosion gleichsam nur die Rippen übrig geblieben sind“, das wildzerrissene Bergland der Penninischen Alpen im südwestlichen Wallis schildert. Wenn hier nur ein allgemeiner Eindruck eines einzelnen Gebietes wiedergegeben erscheint, so wird von HESS 1904 bereits die in den Gesamtalpen herrschende Gipfel-

höhenkonstanz als speziellerer Beweisgrund angeführt und das Problem in folgende unzweideutige Worte gefaßt: „Das Bild der präglazialen Alpenoberfläche würde die Haupttäler bereits entwickelt zeigen; die Höhenunterschiede zwischen Talsohle und Bergrücken wären aber wesentlich kleiner als heute; sie würden 700—800 m betragen, und das zentrale Alpengebiet würde sich als eine Mittelgebirgslandschaft darstellen. Das ganze Alpenmassiv hatte eine DAVISSche Peneplain als Oberfläche“ (a. a. O., S. 375).

Freilich steht wohl HESS mit dieser seiner Würdigung der Gipfelhöhenkonstanz in zweifacher Beziehung noch vereinzelt da. Einmal ist nämlich dieses Phänomen vielfach anders gedeutet worden und verliert somit, wie namentlich DALY ausführte, stark an Beweiskraft ohne eingehendere Angaben, welche die Einwirkung anderer Faktoren, als präglazialer Verbnungsvorgänge, nach Art und Stärke näher festlegen. Andererseits ist gelegentlich auch kurzerhand die allgemeine Verbreitung des Phänomens in Hochgebirgen, also auch in den Alpen, gelegnet worden.

Letzterer Einwand nun fällt wohl wenig ins Gewicht, da zu allgemein von maßgebenden Seiten die Existenz der Gipfelhöhenkonstanz in Hochgebirgen¹⁾ bejaht wird; hier sei nur auf BRÜCKNERS weiter unten wörtlich wiedergegebene Aussage verwiesen, dessen Angabe um so bedeutsamer erscheint, als er wohl vor allem die Alpen im Auge hatte, während z. B. FRECH die gegenteilige Ansicht wohl nur so ganz allgemein äußerte, (a. a. O., S. 25).

Nähere Prüfung indessen verdienen die bisherigen Erklärungsversuche für eine bestehende Gipfelhöhenkonstanz. Die eine der beiden wichtigsten Erklärungen dürfte in prägnanter Form von FRECH (für die inzwischen so ganz anders erklärte Gipfelhöhenkonstanz in Mittelgebirgen!) in die Worte gefaßt worden sein: „Die zerstörenden Kräfte, Spaltenfrost, Wind

¹⁾ DALY (a. a. O. 1905, S. 106) „has been noted in the Alps, in parts of the Caucase, in the Pyrenees, in the Sierra nevada of California, in the Alaskan Ranges, in the Canadian Selkirks and Coast Range, and in the American Cascade Range“. — Eine sehr frühe Notiz über die Gipfelhöhenkonstanz der Alpen stammt von E. v. MOJSISOVICS (a. a. O. 1879, S. 109), dessen Erklärungsversuch des Phänomens durch Isostasie von ihm selbst nicht aufrecht erhalten wurde (vgl. a. a. O. 1905!), hier also unberücksichtigt bleiben kann. Noch vor ihm hatte RÜTMEYER (a. a. O., S. 345) für die Tessiner Alpen die Konstanz des Gipfelniveaus bemerkt. — Vgl. auch für den Tienschan MERZBACHERS Tafel 37 in Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1910, sowie für Innerasien E. DE MARTONNES vorzügliches Referat 1911.

und mannigfacher Witterungswechsel, welche die besonderen Hervorragungen am stärksten angreifen und am raschesten erniedrigen, haben ursprüngliche Unterschiede ausgeglichen.“ Die hier angewandte Regel hat zweifellos generell eine erhebliche theoretische Bedeutung, wird aber doch im Einzelfalle stets in oft überraschend geringfügiger Weise sich praktisch äußern. Daran hat u. a. der Umstand schuld, daß ein Abtragen eine Hervorragung nur dann schnell zu deren völligem Verschwinden aus dem Landschaftsbilde führen kann, wenn ihre Zerfallsprodukte energisch genug fortgeführt werden. Zudem besagt die oben verwendete Regel ja doch nur, daß in größeren Höhen die Gesteine leichter abgetragen werden als in geringeren, daß also die Widerstandskraft eines und desselben

Gesteines sich als
$$W = \frac{\text{Härte}}{\text{Höhenlagefaktor}}$$
 ausdrückt. Nur absolut nimmt somit die Widerstandskraft mit der Höhe ab, nicht aber wird das relative Verhältnis der Härten oder der einzelnen Gesteine untereinander durch die Höhe verschoben oder gar ausgeglichen. Somit also werden im Gegenteil eben durch die größere Angreifbarkeit der Gesteine in höheren Lagen tatsächlich vorhandene Gipfelhöhenkonstanzen, die sich etwa als Folge der Hebung und Zertalung einer früheren Peneplain darstellen, relativ rasch zerstört. Erst in einem sehr vorgerückten Stadium eines Zyklus wird ein völliges Abebnen aller Hervorragungen erfolgen, wenn nämlich alle weicheren Gesteine bereits im Denudationsniveau liegen, über dem nur noch die resistenteren Gesteinspartien als Monadnocks aufragen. Aber auch dann ist ja nicht eine Gipfelhöhenkonstanz, sondern eine allgemeine gleichmäßige Tiefebene die Folge. Oberhalb des definitiven Denudationsniveaus ist somit der Höhenfaktor in einem normalen Erosionszyklus keineswegs in der Lage, „ursprüngliche Unterschiede zu verwischen“, es sei denn, daß irgendwo durch absonderlichen Zufall tektonisch die relativ weicheren Gesteine in wohlbemessener Abstimmung über die härteren so weit gehoben worden seien, daß in einer bestimmten Phase des laufenden Zyklus — und auch dann doch nur für einen geologisch gesprochen schnell vorübergehenden Augenblick! — eine Höhengleichheit der Gipfel sich ergäbe. —

Nicht viel besser steht es mit dem zweiten der möglichen Erklärungsversuche, welche als Einwände gegen die Beweiskraft der Gipfelhöhenkonstanz für die einstige Existenz einer Peneplain aufgefaßt werden könnten. Dieser Einwurf geht von

dem Charakter der Zertalung aus und hat etwa die folgende Form, die ihr BRÜCKNER (a. a. O., S. 333) gegeben hat:

„In einer Gebirgslandschaft gruppieren sich die Gipfel in der Regel um eine bestimmte Höhe herum. Die Gipfelhöhe ist annähernd konstant (PENCK). Das gilt vom Mittelgebirge wie vom Hochgebirge. Jede Aussicht lehrt das, nicht minder auch exakte Messungen. Es hängt das damit zusammen, daß die heutigen Gipfelhöhen in allererster Reihe ein Werk der Denudation sind, die bei einem bestimmten Klima und bei einer hierdurch annähernd bestimmten Entfernung der Täler voneinander zwischen diesen nur scheidende Kämme von einer bestimmten, von der Maximalböschung abhängigen Höhe stehen läßt, mag die ursprüngliche Oberfläche gewesen sein, wie sie will. Freilich macht sich diese Konstanz der Gipfelhöhen nur bei Gipfeln aus Gesteinen geltend, die der Denudation gleichen Widerstand entgegensetzen¹⁾. Anders, wenn Gipfel aus verschiedenem Gestein vorliegen: dann sind stets die aus weichem Gestein gebauten niedriger.“ Eine auf diese Art zustande gekommene Konstanz setzt die Erfüllung einer großen Zahl von Bedingungen voraus. Einmal müssen alle diese Täler noch in der Tiefenerosion begriffen sein. Ferner müssen ihre Seitenhänge lediglich dem Ausdrucke des Gesteinscharakters entsprechen, bzw. etwaige morphologische Elemente wie Talleisten usw. müssen in allen Tälern gleichmäßig und in gleicher Intensität entwickelt sein. Schließlich müssen, wie ja auch BRÜCKNER besonders betont, alle Täler eingeschnitten sein in Gesteine, die unter sich völlig gleich sich verhalten in bezug auf ihren für die einzelnen Höhen über der Talsohle jeweils maximalen Böschungswinkel. Sowie diese Bedingungen nicht voll erfüllt sind, wird eine Konstanz der Höhen umso weniger sich einstellen, je weiter der gegenseitige Abstand der Täler ist, der seinerseits zum Teil eine

¹⁾ DALY macht mit Recht darauf aufmerksam, daß durch Epigenesis die flachgewölbten Oberflächen von Intrusionen bzw. Kontakt-dächern herauspräpariert werden können, die bei geringer Zertalung weitgehende Höhenkonstanzen zeigen müssen. BRÜCKNERS Argument entspricht somit der Kombination von Punkt II, 2 und II, 5 in DALYS Schema der möglichen Erklärungen des Phänomens. Punkt I, 3 ist bei FRECHS Argument berücksichtigt. Die Punkte II, 3, 4 erzielen eine tiefere Verebnungsfläche als das „summit-level“, wie später gezeigt wird. Punkt I, 2 und II, 1, die isostatische Hebung der down folded oder eroded Teile ins Gipfelniveau annehmen, halte ich für außerhalb der Diskussionsmöglichkeit gelegen, wenngleich kein Geringerer als MOJSISOVICS diese Idee als erster geäußert hat. DALY's Punkt I, 1 ist die von mir herangezogene Peneplain-Theorie.

Funktion der Taltiefe ist, also in den Alpen stets erhebliche Größen zeigt.

Wie selten sich nun alle diese Bedingungen in einem größeren Hochgebirge, wie es z. B. die Alpen sind, vereinigt finden können, liegt auf der Hand. Einmal ist das Verbreitungsgebiet je eines Gesteines räumlich relativ eng begrenzt; ferner wechselt die neben gewissen Eigenschaften der Gesteine (Durchlässigkeit usw.) für die Talabstände u. a. auch stark maßgebende Niederschlagsmenge bedeutend im Gesamtgebiete der Alpen. Schließlich sind die Böschungswinkel von andern Eigenschaften der Gesteine (Härte, Löslichkeit usw.) abhängig als von denen, welche die Taldichte regulieren, so daß schon eine seltsame Prästabilierung einer Harmonie zwischen den einzelnen voneinander unabhängigen Faktoren erforderlich wäre, um als Endergebnis auch nur eine leidliche Gipfelhöhenkonstanz zu erzielen. Was somit für ein kleineres, in sich gleichmäßig aufgebautes Alpengebiet mit einheitlichem Klima usw. wohl mitwirken mag, verliert sofort an Bedeutung, sowie größere Gebiete in Frage kommen.

Somit müssen wir uns völlig BRÜCKNERS Auffassung anschließen, daß der Taldichtefaktor höchstens die Höhengleichheit von Gipfeln gleicher Gesteinshärte erklären könnte. Die tatsächlich bestehende Gipfelhöhenkonstanz in ungleichartigen Gesteinen ist jedoch unbedingt auf andere Einflüsse zurückzuführen¹⁾.

Auch MACHACEK hat für diese Art der Erklärung die Forderung ausdrücklich gestellt, „wenn Taldichte und Widerstandsfähigkeit der Gesteine nicht allzu verschieden sind“ (Abh. d. k. k. Geogr. Ges. Wien VII, 2, 1908, S. 24 ff.). PENCK (Beobachtung als Grundlage der Geographie, Berlin 1906, S. 20 ff.) scheint für einige Teile der Alpen freilich an anderen Anschauungen festzuhalten.

Ganz ausgeschlossen wäre übrigens ein Einwand, der sich auf eine gleichmäßige Verteilung der tektonischen Intensität stützen wollte, um aus einer primären Antiklinenhöhenkonstanz die gleichen Höhen der heutigen Gipfel abzuleiten. Hier würde ja schon die Existenz vieler Synklinalgipfel in der Höhenkonstanz sich entscheidend entgegenstellen (vgl. später S. 35).

¹⁾ So muß denn auch DALY, trotz seiner ausgesprochenen Vorliebe für die anderen von ihm herangezogenen Erklärungsmöglichkeiten, zugeben: „The peneplain theorie does certainly render the accordance of summit levels among alpine peaks intelligible“, während er die anderen Faktoren nur gemeinsam zu einer composite explanation verwenden will.

Nun entsteht freilich die Frage, weshalb denn die Gipfelhöhenkonstanz der Alpen bisher teils geleugnet, teils mit so sichtlich unzureichenden, untereinander widerspruchsvollen Mitteln erklärt worden ist. Der Grund ist wahrscheinlich der, daß eine einfache und befriedigende Deutung des Phänomens bislang eben noch nicht gefunden worden war. Erst die Peneplaintheorie vermag eine solche zu geben. — Mit voller Entschiedenheit sei deshalb hier betont, daß für die kompliziert gebauten Alpen mit noch weit mehr Recht der Ausspruch von SALISBURY gilt, der sogar von einzelnen gleichartig struierten Schichtköpfen usw. sagt: „In even crested mountain ridges, the highest elevation represents an old base-level, not the original surface, for the outcrop of such rocks as appear in these ridges probably becomes level only at or near the base level stage“.

Somit können wir für die Alpen mit großer Sicherheit aussagen:

Die auffallende Gipfelhöhenkonstanz in den Alpen ist nur erklärbar als ein Rest aus einem früheren Zustande, in dem ihr Gesamtgebiet bis nahe zum damaligen Denudationsniveau abgetragen und eingeebnet war.

Wo also eine gleichmäßige Taldichte sich in den Alpen findet, wäre nachzuprüfen, wie weit dieselbe eine vererbte Folge der alten Peneplainisierung ist: Ursache und Wirkung liegen vermutlich vielfach umgekehrt, als es Brückner will.

b) Im Wallis. Statt einfach das obige nicht unwichtige Resultat, das wir aus der ex consensu omnium zu entnehmenden, allgemein verbreiteten alpinen Gipfelhöhenkonstanz und der ersichtlichen Schwäche anderer Erklärungsversuche ableiteten, auf das Wallis zu übertragen, wollen wir zunächst untersuchen, wieweit hier in einem speziellen, wohl vermessenen und kartierten Gebiete eine solche Konstanz nachweisbar ist, wieweit sie an die Gesteinhärte gebunden ist, und ob der gegenwärtige sowie der glaziale Zyklus sie steigert oder aber zerstört. Im letzteren Falle wäre das präglaziale Entstehungsalter ohne weiteres sichergestellt.

Um nicht allzuvielen in Worten auszudrücken, was jede gute Karte von selbst zeigt, will ich nur kurz die beiden Seiten des Gebietes behandeln, welche ARGANDS vorzügliche geologische Kartierung nicht zur Darstellung bringt. Der Hintergrund des Val de Bagnes sowie des Zermatter Tales wären somit hier zu analysieren. Zum Vergleich ist auch das wichtige Montblanc-Massiv herangezogen.

1. Val de Bagnes. Der Arollagneis, der als ein Glied der gewaltigen Überschiebungsdecke der Dent blanche auf flach südwärts fallender Kontaktfläche auf den grauen kalkhaltigen Schiefern des oberen Bagnestales ruht, ist ohne jeden Zweifel recht wesentlich weniger verwitterbar als der genannte graphitführende, wohl sicher jurassische „Bündnerschiefer“. Der Zustand des Moränenmaterials wie die Schroffheit der Gipfelformen spricht eine zu deutliche Sprache. So bequem also BRÜCKNERS Erklärung sich zur Deutung der annähernden Konstanz in dem einheitlichen, kurzen, durch sehr unbedeutende Scharfen unterbrochenen Arollagneiszug des Mt. Gelé (3517) heranziehen läßt, so unbequem stellt sich ihr die Tatsache entgegen, daß der Grand Combin (4317), der aus Bündnerschiefer aufgebaut ist, um mehr als 400 Meter das nur 11 km entfernte, in sich bemerkenswert konstante Arollagneismassiv der Ruinette (3879) — Mt. Blanc de Seillon (3871) — Pigno d'Arolla (3801) überragt, welches seinerseits wieder den Zug des Mt. Gelé nahezu um den gleichen Betrag schlägt. Spricht dieser Umstand gegen BRÜCKNERS Erklärung des Phänomens, so scheint er nicht minder auch dessen Existenz zu verneinen. Und doch ist zweifellos eine auffallende Konstanz vorhanden, wenn keine absolute, so doch eine relative. Gerade der Grand Combin, der selbst in der Montblanc-Gruppe fast alle Gipfel überragt und auch nach Osten hin erst von der Dent blanche (4364) erreicht, von Weiß- (4512) und Matterhorn (4505) um 200 m überragt wird, ist ein vorzügliches Beispiel dafür, daß nicht selektive, die Gesteinshärte berücksichtigende Faktoren es sind, die die Höhenlage bestimmen, sondern die Lage des einzelnen Gipfels in einzelnen Elevationsgebieten, die ihrerseits auf oder dicht bei der heutigen Haupt-Wasserscheide gelegen sind. Die Entfernung von dem Elevationszentrum bestimmt die Höhe jedes einzelnen Gipfels in der Weise, daß sich subelliptische Isohypsen der Elevation zeichnen lassen, deren längere Achse der Wasserscheide folgt. Diese Elevationszonen nehmen auf die Gesteinshärte nur äußerst wenig Rücksicht. Sehr lehrreich ist in dieser Hinsicht die Umrahmung des Gletschers von Corbassière, der vom Gd. Combin nach Norden abfließt. Obwohl seine westliche Flanke aus präcarbonem Casannaschiefer, der erheblich härter als der Bündnerschiefer der Ostwände ist, sich aufbaut und dementsprechend die Sekundärwasserscheide zwischen Val de Bagnes und d'Entremont trägt, ist ihr langer gleichförmig hoher Grad keineswegs höher als der entsprechende Ostgrat, mit dem er eine vortreffliche zonare Höhen-Gleichheit

aufweist. So ist denn auch der massige Mt. Vélán (Casannasch., 3555) weniger hoch als die schlanke Tour de Boussine (Bündnersch., 3837), die dem Combingipfel wesentlich näher liegt, und zwar obwohl der Mont Vélán auf der Hauptwasserscheide liegt und die Tour nur ein verlorenes Konterfort (tertiäre Scheide) darstellt. Es ist somit in diesem Teil des Wallis verfehlt, ohne weitere Erklärung schlechtweg von einer Gipfelhöhenkonstanz zu reden, wohl aber ergibt sich, daß eine deutliche Beziehung der Höhen zur Lage der Wasserscheiden besteht, während die starken Gesteinshärteunterschiede nur recht wenig Einfluß auszuüben scheinen. Die Hauptscheide und die sekundären Wasserscheiden sind in ihrer Anlage aber bisher von allen Forschern mit großer Einstimmigkeit in präglaziale Zeit versetzt worden. Somit ist zwar nicht ohne weiteres für die Combingruppe aus einer absoluten Gipfelhöhenkonstanz eine alte Peneplain zu folgern, aber sicherlich ist in der Unabhängigkeit der Gipfelhöhen von der Gesteinshärte und in ihrer Abhängigkeit von fluviatilen Wasserscheiden, d. h. von der Gesamtabdachung der Alpen, ein Hinweis gegeben, daß in irgendeiner präglazialen Phase (spätestens also im obersten Pliocän) die Ausreifung eines Zyklus so weit vorgeschritten war, daß nicht mehr die härtesten Gesteinszüge die Hauptscheide trugen und sogar nicht einmal eine gleichmäßige Gesamtabdachung nennenswert hinderten.

2. Montblanc. Ganz das gleiche Bild zeigt auch die Montblanc-Gruppe, die trotz gewaltiger Zertalung, die bei der beträchtlichen Gesteinshärte und der großen Nähe und Tiefe der zunächst zuständigen Erosionsbasen teilweise zu scheinbar völliger Auflösung des Massivs in isolierte Aiguilles geführt hat, sich geradezu als Musterbeispiel darbietet. Eine Tangentialfläche ist noch immer leicht zu konstruieren, und auch hier zeigt sich in klarer Weise, daß nicht in erster Linie die Gesteinshärte, die ja im Massiv so gut wie gleich ist, die Höhe bedingt, sondern die Lage zur alten Wasserscheide und dem Hauptelevationspunkt, dem weit gegen SW verschobenen Montblancgipfel.

Die orographischen Verhältnisse der Montblancgruppe sind recht eigenartig, insofern die Längsachse keiner Erhebung, sondern vielmehr einer Senke entspricht. Daß die heutige Hauptwasserscheide auf dem Südrande liegt, erklärt sich leicht aus der durchschnittlich um ca. 400 m größeren Tiefe der Erosionsbasis im Val de Chamonix als in den bei Entrèves vereinigten Val Veni und Val Ferret italien. Die

Wasserscheide ist also verlagert, und daran haben der glaziale und postglaziale Zyklus starken Anteil. Ob und wie weit die Präglazialzeit bereits vorgearbeitet hat, ist nicht näher bekannt. Diese Verlagerung erklärt indessen noch nicht das zentrale Becken, das von den äußeren und inneren Aiguilles eingerahmt wird. Hier ist wohl nur die Annahme einer Subsequenzzone im Protogin möglich, die vom Col de la Tour Ronde den oberen Glacier du Géant, den Gl. du Mont Mallet, Gl. de Pierre-Joseph und den Gl. de Talèfre trägt. Auf ihre Existenz wären wohl auch noch die Firnbecken der Gl. d'Argentière, des Améthystes, du Tour Noir, de Saleinaz zu setzen.

RICHTERS Ausspruch (a. a. O. 1900, S. 63/64): „Da ist keine Spur von präglazialen Wasserformen. — Es kann wohl nicht zweifelhaft sein, daß die Zerstörung der Felsen unter der großen Firnhaube des Montblanc verschwindend gering ist. Er kann somit ungemessene Zeiten nahezu unverändert bleiben. Während also der Gipfel des Berges so gut wie unverändert bleibt, wird seine Umgebung erniedrigt und seine eigenen Flanken werden zurückgeschoben. Er muß daher immer dünnleibiger werden. Die Reduktion des Berges von der Seite her bei Erhaltung der Gipfelhöhe wird ihn schließlich so schlank machen, daß sich keine Firnhaube auf seinem Scheitel mehr erhalten kann (Matterhorn). Dann muß natürlich ein rapider Zerfall eintreten“ läßt rückwärts konstruierend nur den Schluß zu, daß seit dem Einsetzen der Eiszeit der Montblanc an Höhe nicht nennenswert verloren hat, daß also seine breite Kuppe präglazialer Entstehung ist¹⁾. Ebenso läßt sich folgern, daß diese Kuppe präglazial bedeutend größere Ausdehnung besaß und daß der eine oder andere der übrigen Hochgipfel der Gruppe früher gleichfalls teils höher, teils breittuppiger gewesen ist. Nach RICHTERS Aussage ist Wasserosion nicht für die präglazialen Formen verantwortlich zu machen: gemeint kann hier natürlich nur die Tiefenerosion sein. Die breiten Formen deuten somit stark auf Lateralerosion hin, die für irgendeine präglaziale Phase die Existenz einer Peneplain wahrscheinlich machen würde. Diese Annahme wird gestützt durch die Leichtigkeit, mit der eine Tangentialfläche sich konstruieren läßt: wenn wir auf den nord-südlich verlaufenden Quergraten die Punkte bezeichnen, wo sie von

¹⁾ Dieser Auffassung dürften auch DAVIS' Worte (a. a. O. 1898, S. 174) entsprechen: „Mt. Blanc is of dome-like form with a heavy snowcap, not yet sufficiently dissected by valleys to develop sharp peaks.“

den Isohypsenflächen von 3000, 3200, 3400 usw. bis 4800 m geschnitten werden, und diese Schnittpunkte unter sich verbinden, so ergibt sich folgende Figur 1:

Der Steilabfall des breiten, in der Längsachse gestreckten Plateaus wird genügend erklärt¹⁾ durch die glaziale Über-tiefung der Subsequenzzonen von Chamonix und Entrèves. Das Plateau selbst aber muß präglazialer Entstehung sein. Nahe läge es, hier vielleicht mit DALY (Punkt II, 2 seines Schemas) an eine epigenetisch freigelegte, ursprünglich interne Fläche struktureller Art zu denken, die durch das unter ihr

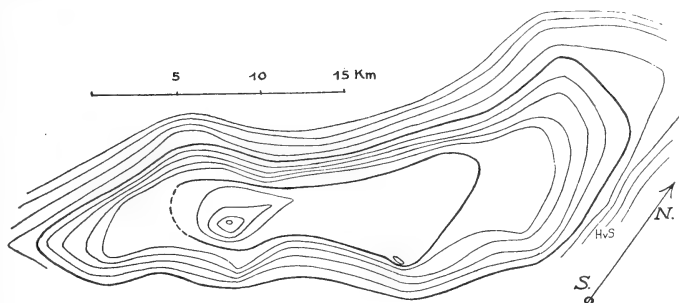


Fig. 1.

Isohypsenkarte des Montblancmassivs.

Die jeweils gleichhohen Punkte der einzelnen Grattrippen sind ohne Rücksicht auf die Täler miteinander verbunden. Der Vertikalabstand der Höhenkurven beträgt 200 m; die Isohypsen von 3000 und 4000 m sind etwas stärker gezeichnet. Zu beachten ist die breite, ebene obere Plateaufläche im Gegensatz zu den steilen Seitenhängen.

befindliche besonders widerstandsfähige Gestein nach ihrer Herauspräparierung längere Zeit konserviert wird. Mit PHILIPPI (a. a. O., S. 311—323) ist die Unmöglichkeit derartiger Pseudopenepains energisch zu betonen:

Im Montblanc-Massiv (wie im thüringischen Schiefergebirge) liegt die Tangentialfläche erstens weit tiefer als die strukturelle Fläche. Zweitens kann eine solche Fläche überhaupt nur dann herauspräpariert werden, wenn sie genau parallel dem Denudationsniveau, und zwar in dessen Höhe, liegt (im Odenwald wird z. B. die Auflagerung des Buntsandsteins auf dem Granit nie als Fläche freigelegt werden). Im Montblancgebiet geht die Tangentialfläche überdies im SW über auf das Mantel-

¹⁾ Wie weit hier nachträgliche Hebung durch Schleppung die alten Synklinen wider reaktiviert hat, ist schwer zu sagen: vgl. hierüber S. 40 ff.

gestein (*Micaschistes granulitiques*), ist also nicht einmal an ein einziges Gestein gebunden; ferner zeigt die Struktur des Montblanc eine Anzahl von parallelen steilen Antiklinen, also konnte überhaupt keine interne Ebenheit freigelegt werden; drittens ist vermutlich hier — wie übrigens wohl fast überall — der Mantel härter als der Granit (der Montblancgipfel z. B. besteht nicht aus Granit, sondern aus Mantelgestein, analog der Schneekoppe im Riesengebirge), welcher zudem auch keineswegs gleichförmig hart zu sein scheint (Subsequenzzone der „ellipse interne“).

Somit ließe sich die morphologische Entwicklung des Massivs etwa in folgender Weise deuten: Vermöge ihrer tektonischen Höhenlage und der relativ großen Widerstandsfähigkeit ihrer Gesteine trug die Montblanc-Kette zu einer vor der Eiszeit gelegenen Periode die Hauptwasserscheide der Alpen, die von SW her der Hauptachse folgte bis etwa zur Aig. d'Argentière, wo sie über L'Amône zum Mt. Vêlan sich hinzog. Die breitrückige Wasserscheide zeigte nur wenige seichte Einschartungen, der Montblanc-Gipfel ragte als Monadnock etwa mehrere 100 m über die Verebnung auf. Von der Wasserscheide nach Norden wie Süden flossen ohne Rücksicht auf die Struktur und Gesteinshärte die Gewässer ab in seniler Indifferenz. Es folgte eine sehr erhebliche Hebung des Gesamtgebietes, die die Erosion neubelebte und dadurch subsequeunte Zonen begünstigte. Die durch größere Weichheit oder Basisnähe bevorzugte Chamonixzone tiefte sich stärker ein als die südliche Veni-Ferret-Zone. Daher begann sich die Wasserscheide gegen Süden zu verschieben. Die rückwärts greifende Erosion der nach Norden abfließenden Bäche eröffnete die Subsequenzzone der „ellipse interne“, und subsequeunte Quelläste nahmen die Stelle südlich von der alten Wasserscheidelinie ein. Die alte gehobene Fläche wurde somit stark zertalt, und nur lange, unzerschartete Querkämme sowie die breiten Kuppen einzelner Gipfel, namentlich des Montblanc selbst, bewahrten ihr Andenken. Die eiszeitlichen Faktoren setzten diesen Prozeß fort und schufen das heutige Landschaftsbild.

Von Interesse ist der kurze, auf der einstigen Wasserscheide gelegene Glacier de la Neuvaz, dem kein präglaziales Erosionstal zur Verfügung stand, und der deshalb, einem Riesenkar gleichend, in Form und Richtung von seinen älteren Nachbarn im Norden und Süden wesentlich abweicht. Seine Entstehung hängt mit der subsequenten Rückwärtsverlagerung des Col Ferret (von L'Amône bis Les Grépillons über 5 km) zusammen, die (der Höhendifferenz zwischen Entrèves und

Orsières entsprechend) auch postglazial noch weiter fortschreitet.

3. Zermatter Tal. Die beiden Grate, die das Zermatter Tal im Westen und Osten einrahmen, zeigen gleichfalls eine Übereinstimmung der Gipfelhöhen, die jedoch hier weniger von der Lage einer deutlich rekonstruierbaren einstigen Hauptwasserscheide abhängig erscheint, als es am Gd. Combin zu vermuten war. Die ostwestliche Linie, die von der Dt. d'Hérens (4180) über das Matterhorn (4505) zum dreigipfligen Breithorn (4174—4148—4089) und von dort über die Zwillinge (Pollux 4094 und Castor 4230) zum langgestreckten Lyskamm (4478—4538—4366) und dem Gipfelkranz des Mte. Rosa (Balmenhorn 4324, Ludwigshöhe 4344, Parrotspitze 4463, Punta Gnifetti 4561, Zumsteinspitze 4573, Dufourspitze 4638, Nordend 4612) sich als heutige Hauptwasserscheide hinzieht (Fig. 2), ist zwar von einer tiefen Scharte durchschnitten (Theodulpaß 3300), doch ist deren Lage als Folge der Tektonik ohne weiteres begreiflich: Es zeigt sich hier die subsequente Senke, die die Dent-Blanche-Decke ringsum mehr oder weniger deutlich umgibt, naturgemäß besonders akzentuiert, da die homologen und ebenfalls in der genannten Subsequenzzone gelegenen Trogsschlüsse von Zermatt und Breuil in glazialer und postglazialer Zeit eine ungemein nahe und tiefe Erosionsbasis darboten, so daß hier die Anpassung an die Struktur einem Reifegrad entspricht, von dem die weniger günstig gelegenen Teile des Geländes noch weit entfernt sind. Kurz gesagt, sucht also eine junge Subsequenzzone einen Grat zu durchschneiden, der im übrigen eine bemerkenswerte Höhenkonstanz bei völlig heterogener Struktur zeigt. Diese Höhenkonstanz kann also nur erzielt worden sein, ehe die subsequenten Faktoren, die wir jetzt an der Arbeit sehen, morphologisch einwirkten. Sowohl von der Matterhorn- als von der Mte. Rosa-Seite aus strahlen nach Norden die beiden Seitengrate des Zermatter Tales, die trotz ihrer Trennung durch eben dieses Tal sowie trotz bedeutenden Gesteinsunterschiedes die gleiche Höhenkonstanz unter sich zeigen wie der eben beschriebene vom Theoduljoch zerschnittene Grat.

Die Fig. 3, die recht deutlich die geringe Eintiefung der Scharten zwischen den einzelnen Gipfeln erkennen läßt, zeigt die beiden Talseiten aufeinander projiziert: Ein unbefangener Betrachter würde gewiß weder die Existenz des Tausende von Metern tief eingesenkten gleichfalls eingetragenen Zermatter Tales noch die Tatsache vermuten, daß die (ausgezogene) Westflanke aus dem harten Arollagneis, die (punktierte) Ostflanke

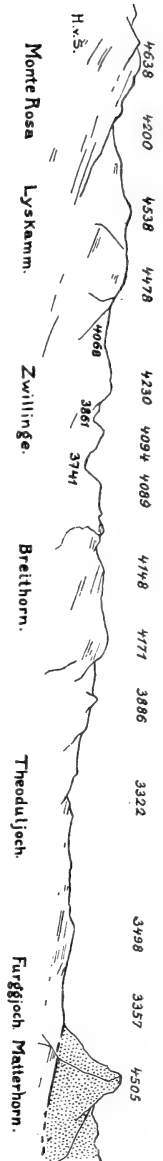


Fig. 2.

Profil der Rückwand des Zermatter Tales.
Gezeichnet auf Photographie vom Domgipfel (4554 m) aus. Soweit erkennbar sind die Schichtköpfe eingetragen.
Die Gesteine des Dentblanche-Masse sind punktiert.

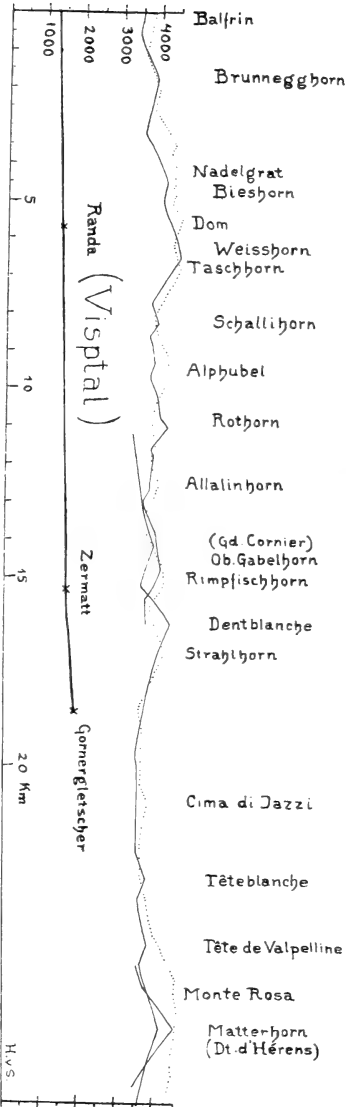


Fig. 3.

Orographisches Profil der beiden Seiten des Zermatter Visptales (nicht überhöht; die tieferen Bergnamen beziehen sich auf die punktierte rechte Talseite). 1 : 200 000. Vgl. Fig. 51

aus weichem und brüchligem Casannaschiefer besteht. Die topographische Karte zeigt deutlich den Härteunterschied, der außer in verschiedenem Habitus der Gipfel (vgl. die Führertaxen!) vor allem auch in dem größeren Abstände des östlichen Wasserscheidekammes von der Taltiefe sich ausprägt (Fig. 4).

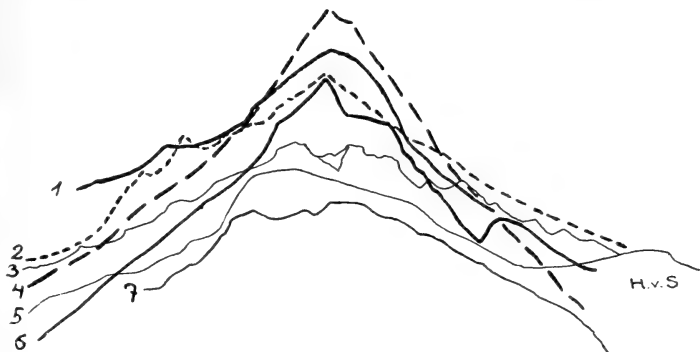


Fig. 4.

Formen einiger Zermatter Gipfel (Zeichnung auf Photographien).

1. Profil der Dentblanche, 4364 m (vom Zinalrothorn, 4223 m, phot. Sella).
2. Profil des Weißhorns, 4512 m (vom Zinalrothorn, 4223 m, phot. Sella).
3. Profil der Mischabelgruppe, Täschhorn, 4498 m, und Dom, 4554 m (vom Rimpfischhorn, 4203 m, phot. Sella).
4. Profil des Dent d'Hérens, 4180 m (von der Tête de Valpelline, 3813 m, phot. Wundt).
5. Profil des Alphubels, 4207 m (vom Rimpfischhorn, 4203 m phot. Sella).
6. Profil des Matterhorns, 4505 m (vom Col d'Hérens, 3480 m, phot. Sella).
7. Profil des Monterosa, 4638 m (vom Rimpfischhorn, 4203 m, phot. Sella).

Die Gipfel 1, 2, 4, 6 gehören der Dentblanchedecke an, die gerundeteren Formen von 3, 5, 7 der östlichen Talbegrenzung. Vgl. Tafel I, 1—3,

Als Resultat ergibt sich uns somit für diesen Teil des Wallis:

Die Gipfelhöhen zeigen eine vorzügliche Konstanz, die vom Gesteinscharakter unabhängig ist. Die einzige bedeutendere Eintiefung in die Tangentialfläche liegt in besonders weichem Gestein und an besonders exponierter Stelle. Diese Abweichung ist vielleicht ihrer ersten Anlage nach präglazial, sicherlich aber in ihrem heutigen Umfange erst glazialer und postglazialer Entstehung. Nach dem Einsetzen der Eiszeit mußten alle erosiven Faktoren durch ihr selek-

tives Vorgehen die Gipfelhöhenkonstanz zerstören. Diese Konstanz ist also präglazialer Entstehung. Eine Beziehung zu einer alten Hauptwasserscheide ist aus der Gesamtabdachung der Tangentialfläche nicht zu erkennen. Für die Landschaft zu irgendeiner vor dem Einsetzen der Eiszeit gelegenen Phase ist somit eine fast völlige Verebnung anzunehmen, die einer nahezu völlig bis zum Denudationsniveau herabgeschliffenen Peneplain entspricht. Dieses Resultat ist somit zwar dem Grade nach etwas, der Art nach indessen in keiner Weise unterschieden¹⁾ von den Schlußfolgerungen, die Montblanc- und Combin-Massiv zu ziehen gestatteten. Zusammengefaßt läßt sich somit über die Gipfelhöhenkonstanz in ihrer Beziehung zur präglazialen Morphologie des gesamten Wallis sagen:

Vor dem Einsetzen der Eiszeit zeigte das Wallis eine noch viel ausgeprägtere Gipfelhöhenkonstanz als gegenwärtig. Die Gipfelhöhen waren — und sind — vom Gesteinscharakter so gut wie völlig unabhängig, zeigten jedoch eine gewisse Abstufung nach ihrem Abstand von der Hauptwasserscheide, die an verschiedenen Stellen verschiedenen Charakter zeigte: Schmalere rückenartige Partien wechselten mit ausgedehnten Plateaugebieten. Dieses Rekonstruktionsbild entspricht dem einer Landschaft, die in ihrem vorletzten Hauptzyklus so völlig verebnet war, daß ihre Wasserscheiden nicht nach Maßgabe der Gesteins Härte, sondern der Basisferne orientiert waren, und deren laufender, durch eine Hebung eingeleiteter Zyklus die alte Peneplain noch nicht so weit zerstören konnte, daß nicht, zumal in basisfernen Gebieten, eine bedeutende Konstanz der Gipfelhöhen erhalten blieb.

In den folgenden Abschnitten wird zu untersuchen sein, ob unabhängig von dem hier gewonnenen Resultat auch die anderen morphologischen Einzelzüge zum gleichen Schluß führen, bzw. welche Modifikationen sich ergeben.

II. Erhaltene Flächenstücke.

Angesichts der starken Individualisierung der Einzelgipfel in den Westschweizer Alpen scheint es recht aussichtslos zu sein, nach erhaltenen Flächenstücken zu suchen, die die Existenz einer alten Verebnung beweisen könnten. In der Tat ist ja die gewaltige Taltiefe der Gegenwart wenig geeignet, um selbst an der Hauptwasserscheide noch Ebenheiten erhoffen

¹⁾ Welche anderen Faktoren hier differenzierend eingegriffen haben dürften, wird später zu untersuchen sein; vgl. unten S. 34, 35.

zu lassen. Postglazial ist jedenfalls kein erosiver Faktor vorhanden, der eine lokale Verebnung so hoch über dem Denudationsniveau herbeiführen könnte. Anders steht es mit den glazialen Faktoren: NUSSBAUM (S. 71—73) läßt als Endstadium des glazialen Zyklus eine Landschaft entstehen, in der „die Karböden über dem Trogrande zu einer höckrigen, aber ausgedehnten Terrasse zusammen verschmelzen. Wenn dieser Prozeß der gänzlichen Abtragung der Seiten- und Rückwände bei mehreren Karen einer Berggruppe eingetreten ist, so erheben sich die ehemals durch scharfe Grate miteinander in Verbindung gewesenen Karlinggipfel als schmale vereinzelte Zacken, Stöcke und Hörner über die weitausgedehnten Firnfelder und Hochflächen empor, wie dies in besonders typischer Weise beim Matterhorn der Fall ist. Aus den Karen sind verfirnte Hochflächen vom Charakter der Plaine morte am Wildstrubel entstanden, die sich mehr und mehr ausdehnen.“

Diese Verebnungsursache würde somit weit unter dem Niveau der Gipfelhöhenkonstanz Flächenstücke entstehen lassen, die der Zerschneidung durch die hängenden Nebentäler der Gegenwart ausgesetzt sind. Um nun ein Kriterium zu gewinnen, wie eventuelle präglaziale Verebnungen von diesen glazialen Reifeformen zu unterscheiden sind, ist vor allem daran festzuhalten, daß nur im Niveau der Gipfelhöhenkonstanz liegende Flächenreste sicher präglazialer Entstehung sein müssen¹⁾. Derartige Flächen sind in den

¹⁾ Scharf zu trennen von der Tangentialfläche der Gipfelhöhen, die an Einheitlichkeit durch die Faktoren des glazialen bzw. postglazialen Zyklus mehr und mehr verliert, sind die beiden anderen tieferen, von RICHTER (a. a. O. 1900, S. 76—80) beschriebenen Verebnungsniveaus, die fortgesetzt an Fläche seit dem Einsetzen der Eiszeit bzw. deren Abklingen gewinnen. Das relativ höhere dieser beiden Niveaus stellt sich als die Konfluenzfläche der Karböden dar; das tiefere wird durch die Obergrenze der Schutzwirkung der Vegetationsdecke gebildet. Also sowohl die über ein der Höhe entsprechendes Normalmaß hinaus verstärkten Angriffe der Atmosphärien in der allerobersten Region als die infolge verstärkter Schutzwirkung entsprechend verringerte Abtragung in der Wiesen- und Waldzone „bedeuten gewaltige Absätze“ und somit Ausnahmen von der Regel von der der Höhe proportionalen Zunahme der Verwitterungstendenzen. Für unser Problem fällt die verebnende Einwirkung der Vegetationsgrenze fort. Auch die „Abtragungsebene der eiszeitlichen Schneegrenze“, wie RICHTER das höhere Niveau bezeichnet, ist mit der Gipfelhöhenfläche nicht zu verwechseln. Zwar hat bereits RICHTER darauf hingewiesen, daß „bei den jetzt noch vereisten Kämme eine doppelte Abtragungsebene“ sich findet: eine untere eisfreie Karzone, der alten Eisstromhöhe (also nicht der eiszeitlichen Schneegrenze) entsprechend, und eine höhere Gletscherkarzone (welche nach RICHTER der heutigen Schneegrenze entspricht),

Südalpen bereits bekannt geworden. Hier sei nur erinnert an BRÜCKNERS Worte: „In den Vordergrund tritt die weit ältere tertiäre Landoberfläche, die in den verkarsteten Plateaus des Ilovca-Waldes und des Mesnovec vrh vorliegt. In sie vor allem ist das Tal der Wochein eingesenkt. Diese ältere Landoberfläche schwingt sich in Flächen, deren wilde Verkarstung mit wachsender Erhebung zunimmt, empor zu den Höhen des Kanjavec (2570 m) und Triglav (2863 m). Die hochliegende, alte Landoberfläche hat, soweit sie in der Eiszeit über der Schneegrenze lag, glaziale Züge aufgeprägt erhalten: so sind Kare in die Rücken, die sich herausgehoben, eingefressen worden. Glaziale Formen treten hier mit Karstformen in Kombination, während auf den tieferen unvergletschert gebliebenen Hochflächen des Mesnovec die Karstformen allein herrschen“ (P. Br. III, S. 1055). Sicherlich sind Kalkgebiete am besten geeignet, alte Verebnungen zu bewahren, weil der Karstzyklus mit seiner unterirdischen Abtragung Flächenreste weit besser zu konservieren vermag als der normale fluviatile Zyklus. Da aber im Wallis uns so günstige Gesteinsbeschaffenheit nicht zur Verfügung steht, würde die Kombination der nächstgünstigen Erhaltungsfaktoren: Basisferne und hartes Gestein aufzusuchen sein. Wir haben uns also die Frage vorzulegen: lassen sich im Wallis Flächenreste im Niveau der Gipfelhöhen auffinden, die durch glaziale Karverbreiterung nicht erklärbar sind, und deren Vorhandensein durch Lage und Gesteinscharakter genugsam erklärt ist, so daß nicht etwa ihr überwiegendes Fehlen jeder morphogenetischen Folgerung sich entgegenstellt?

In drei Typen lassen sich derartige Relikte denken: als Einzelgipfel von besonders breiter, massiger plateauartiger Form; als unzerscharteter einheitlicher Grat; als größeres Plateau. Bei letzterer Form wird man allerdings wohl meist einen gewissen Grad von Unebenheit mit in den Kauf nehmen müssen: Einmal dürften basisferne Gebiete aus besonders hartem Gestein selbst in recht ausgereiften Peneplains noch gewisse Wellungen bewahren, und dann ist die geforderte Lage in Gipfelhöhe bei der Tiefe der Trogschlüsse der über-

Doch ragen in den Walliser Alpen alle die Gipfelsockel, die am Mte. Ro-a, an der Serpentine usw. sich finden, hoch über diese Flächen auf. In unserem Gebiete ist der glaziale Zyklus so wenig zur Ausreifung gelangt, daß nur erst an einzelnen Pässen (z. B. nach NUSSBAUM am Col de Chermontane 3084) sich solche tieferen Verebnungen finden, die somit Punkt II, 3 in DALYS Schema entsprechen. Punkt II, 4 „influence of the forest cap“ kommt für unser Gebiet demnach erst recht nicht in Frage.

tieften Täler zu stark glazialer und postglazialer Zerstörung ausgesetzt. Die Pyramidenform des Gipfels ist darum die weitaus häufigste selbst in den Gebieten der Wasserscheiden erster und zweiter Ordnung. Somit wäre als eine bescheidene Art der Realisierung des dritten Typs von erhaltenen Flächenresten schon die Tangentialfläche der Gipfelhöhenkonstanz hinzuzunehmen, zumal deren erhebliche Ausdehnung die starke Zerstückelung weniger empfinden läßt. Von sonstigen größeren wohlerhaltenen Flächenstücken mehr sichtbarer Art ist im Wallis so gut wie nichts mehr vorhanden, nach dem Gesagten ja auch wohl nicht zu erwarten. Nur das Serpentine-Plateau wäre (außer dem Montblanc) zu nennen, das weiter unten besprochen wird. Gipfelformen von plumper, massiger plateauartiger Form finden sich hingegen in großer Anzahl. In erster Linie ist der bereits im vorigen Abschnitt besprochene Montblanc zu nennen; ihm gleicht in dieser Hinsicht der Gd. Combin mit seinem riesigen Gipfelplateau, der Mt. Vélan, der Alphubel, das Brunnegghorn usw. Die unter die Tangentialfläche zurücktretenden Gipfel flacher Form wie Tête Blanche, Mt. Faudery usw. bleiben in dieser Hinsicht außer Betracht, ebenso die in bezug auf ihre Höhenlage zur Tangentialfläche zweifelhaften Gipfel wie Mt. Collon, Tête de Valpelline, Petit Combin, die Gipfel im SW des Mt. Blanc (cf. DUPARC-MRAZEC, S. 12) u. a. Die Gipfelformen beweisen somit streng genommen weder etwas für noch gegen eine einstige Verebnung, wenn auch der Umstand, daß gerade die höchsten Gipfel jeder Gruppe (Montblanc, Combin, Mte. Rosa) eine massige Form haben, zu denken gibt.

Weit wichtiger ist als Argument die dritte Art der Erhaltung von Flächenresten: der lange, gleichhohe, von keiner tieferen Scharte zerrissene Grat. Diese Grate würden direkt ein Charakteristikum des Wallis abgeben, wenn sie nicht in allen Hochalpengegenden wiederkehrten. Immerhin ist ihre Entwicklung hier sehr ausgeprägt und vom Gestein unabhängig. Diese Grate gehen insofern über die Beweiskraft der bloßen Gipfelhöhenkonstanz hinaus, als ihre in allen Himmelsrichtungen gestreckten Firstlinien noch viel schärfer auf die Tangentialfläche hinweisen als isolierte Einzelgipfel. Einige Beispiele mögen zeigen, daß im Wallis Gesteinswechsel oft gar keinen Einfluß auf die Grathöhen hat (Fig. 4):

Der Bouquetin 3484 ist durch eine Senke von 3348 m vom Pigne de l'Allée 3404 getrennt. Vom Col de l'Allée 3150 folgen nach Norden die Höhenquoten 3195, 3165, 3176 im

harten Arollagneis, worauf der Grat auf die subsequeute Senke mit einer sehr geringen Einsattelung auf 3095 m reagiert, und die Quoten 3198, 3316, 3145 liegen alsdann in den überaus bröckligen jurassischen „Schistes lustrés“. Dieser weit nördlich vorgeschobene Grat entspricht der dieser Zone zukommenden Höhenkonstanz. Im Zentralgebiet ist der NS-Zug vom Nadelgrat über den Dom zum Strahlhorn ebenso wie der OW-Kamm vom Breithorn zum Lysjoch zu nennen: Beide tragen Gipfel, die Schichtköpfen der die Gneiskuppel des Mte. Rosa

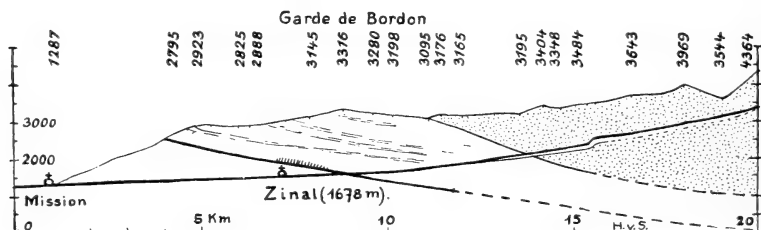


Fig. 5.

Profil des Val d'Anniviers

von Mission (Gabelung des Val de Moiry und des Zinaltales) zur Dentblanche 4364 m. (Gd. Cornier 3969; Bouquetin 3484; Pigne de l'Allée 3404; Col de l'Allée 3195; Col de Sorebois 2825; Arreta de Sorebois 2923 m). Der Casannaschiefer wird bei Zinal von permokarbonem Quarzitschiefer (gestrichelt) und den grünschieferreichen „Schistes lustrés“ (Jura) normal überlagert. Darauf folgt der (gepunktete) überschobene Arollagneis der Dentblanchedecke. Das Längsprofil des Zinaltales ist bis herauf zum Col Durand. 3474 m, eingezeichnet. 1:200 000. Vgl. Figur 3!

überdeckenden periklinalen Schiefer entsprechen. In gleichem Gestein ist die geringe Zerschartung der Grate noch auffälliger: Als besonders gut ausgeprägt seien hier genannt der Grat von der Ruinette 3879 zum Mt. Blanc de Seillon 3871, der auf 2 km Länge nur auf 3700 m absinkt, sowie der Zug von der Aig. du Géant zu den Gdes. Jorasses, der Droites-Grat usw.

Gilt für die Züge aus gleichem Gestein schon SALISBURYS Ansicht „in even crested mountain ridges, the highest elevation represents an old base-level“, so ist für eine Vielheit von verschiedenen orientierten gleichhoch bleibenden Graten aus verschiedenem Gestein erst recht nur eine frühere Totaleinebnung des Gebietes als Ursache annehmbar.

Ein letzter Punkt ist hier noch zu nennen, der sich in das Gesamtbild wohl einfügt: Manche Gipfelgruppen stehen auf einer sehr hohen gemeinsamen ebenen Basis, die oft beträchtliche Dimensionen annehmen kann. Hier wäre in erster

Linie das Lysplateau zu erwähnen, dessen Größe und monotone Gleichförmigkeit im Nebel selbst ortskundigen Führern (Proviandträger des Mte. Rosa-Observatoriums!) wiederholt verhängnisvoll geworden ist, und über dessen ca. 4300 m hohe Fläche Vincenzpyramide, Ludwigshöhe, Balmhorn usw. nur als sanfte niedrigere Hügel aufsteigen. So ist es denn möglich, ohne je unter 4200 m herabzugehen, vom Lyskamm bis zum Nordend 12 Gipfel des Mt. Rosa-Zuges zu besteigen!

Mit Zuhilfenahme des Mte. Rosa-Observatoriums für die Nacht sind in dieser Weise in zwei aufeinanderfolgenden Tagen tatsächlich 10 dieser Gipfel bereits bestiegen worden, davon 7 innerhalb von 18 Stunden (vgl. v. MARTIN a. a. O. und DYHRENFURTH a. a. O.).

Ebenso liegen auf dem Serpentineplateau Ruinette 3879, Mt. Blanc de Seillon 3871, Serpentine d'Arolla 3780, Serpentine de Breney 3691, Pigno d'Arolla 3801, Portons 3663 vereinigt, und der Col de Serpentine ist mit 3546 m der tiefste Punkt dieser über 14 qkm großen Ebenheit, die wohl das schönste Walliser Beispiel eines flächenhaften Restes der alten Peneplain darstellt, das freilich durch glaziale Faktoren an Höhe und Einheitlichkeit verloren hat. Daß gerade hier ein solcher Rest sich relativ noch erhielt, erklärt sich durch die Härte des Arollagneises und den präglazialen Verlauf der Hauptwasserscheide. Somit schließt auch dieser Abschnitt mit dem Ergebnis: Nur eine einstige, vor Einsetzen der Eiszeit entstandene sehr stark ausgereifte Verebnung erklärt die Formen und Höhenverhältnisse der Gipfel und Grate im Wallis, wenn auch eigentliche Flächenreste nicht mehr recht erhalten sind.

Daß in anderen Teilen der Alpen, z. B. im Wocheingebiet, Dachstein usw., ausgedehnte und z. T. noch mit tertiären Flußschottern bedeckte Flächenreste vorliegen, wird in der Zusammenfassung am Schluß dieser Arbeit eingehend zu würdigen sein (S. 64,65).

III. Richtungen und Richtungsänderungen der Flußtäler.

So gleichförmig auch alle die dem Rhôneetal zwischen Martigny und Brig von Süden her zuströmenden Gewässer demjenigen erscheinen, der in ihnen lediglich mit glaziologischem Interesse wandert, so verschiedenartig erscheinen sie dem geologischen Beobachter. Zwar fügen sich auch ihm die Täler von Hérens (mit der Gabel von Hérémence), von Anniviers (mit dem Val de Moiry) sowie von Tourtemagne einheitlich

in ein gemeinsames Schema, und in den Tälern der Zermatter und Saaser Visp wird er gewisse Analogien zu den Drance-tälern des Val d'Entremont und Val de Bagnes entdecken; aber die inneren Unterschiede zwischen der ersteren und der letzteren Gruppe müssen sich ihm durch alle äußerlichen glazialen Konvergenzen hindurch als so bedeutsam darstellen, daß ihm die morphogenetische Erklärung ihrer Besonderheiten zu einem anziehenden Problem sich gestalten wird (Fig. 6,7).

Zwischen Sion und Gampel gilt von den Tälern die kurze Beschreibung C. SCHMIDTS:¹⁾

„Am Ausgange der Täler treffen wir auf die Carbonzone Simplonhospiz-Chippis-Großer St. Bernhard, die nordöstlich von Bagne südwärts von dem triadischen Zug: Quarzit und Pontiskalk begleitet wird. Im Mittelstück der Täler herrschen die Gesteine vom Typus der Casannaschiefer, der Zone des Großen St. Bernhard angehörend. — Auf den Kämmen zwischen Val d'Hérens, Val d'Anniviers und Turtmantal finden wir über den Casannaschiefern an den Bees de Bossons, an der Bella Tola und am Roc de Budri noch Reste der die krystallinen Schiefer in normaler Lagerung bedeckenden Triasgesteine. Südwärts bei Zinal und bei Evolena erreicht diese Decke den Talgrund, und unter ihr tauchen die krystallinen Schiefer in die Tiefe. — Die über der St. Bernhard-Zone im Hintergrund der Täler des Unterwallis zur Tiefe tauchenden Bündner Schiefer werden südwärts überlagert von den Arollagneisen der Dent Blanche-Masse“ (a. a. O. 1907, S. 550/51).

Für die Hydrographie entnehmen wir diesen Worten, die mit allen bisher veröffentlichten Karten und Profilen sowie meinen-eigenen Beobachtungen im Einklange stehen, die wichtige Tatsache, daß die genannten Täler ohne Rücksicht auf die sie rechtwinklig kreuzenden mannigfaltigen tektonischen Zonen ihre Richtung verfolgen. Und zwar nehmen sie ihren Ausgang in dem tektonisch jüngsten Teil der Schichtserie, dessen präcambrische (?) Gneise durch die nach der Dent Blanche benannte Überschiebung eine pseudostratigraphische Stellung über dem Jura der Bündner Schiefer einnehmen. Von dort

¹⁾ Um nicht von vielverbreiteten Profilen C. SCHMIDTS, die von den Schweizer Exkursionen her den Lesern dieser Zeitschrift zudem besonders vertraut sein dürften, ohne Not zu sehr abzuweichen, habe ich die Zeichnung von Figur 6 im wesentlichen der älteren Auffassung angeschlossen, für meine Darstellung war ja die Struktur des tieferen Untergrundes ziemlich gleichgiltig. Umsomehr muß ich aber ausdrücklich bemerken, daß alle eigenen Beobachtungen mich völlig (mit einziger Ausnahme in der Frage des Mt. Dolin) zu einem Anhänger ARGANDS gemacht haben, wie ich auch in mündlicher Aussprache feststellen konnte.

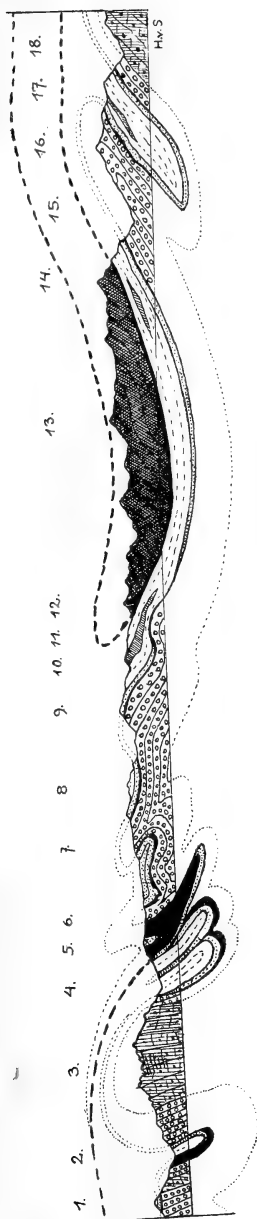


Fig. 6.

Schematisch-tektonisches Profil der Walliser Alpen (nach C. Schmidt).

Die Figur enthält folgende Motive: 1. Aigs. Rouges, Mt. Buet, autochthone Basis der Dents du Midi, Hockenhorn, Titlis, Spannort; 2. Täler von Chamonix, Forclaz, Trient; 3. Montblanc, Catogne (Aarmassiv); 4. Ferretal, Rhône-Rheintal; 5. Sixblanc; 6. Chippis (Gotthardmassiv); 7. Hérémençe; 8. Bella Tola, Becs de Bossons, Roc de Budri, Tounot; 9. G.d. Combin, Pt. Combin; 10. Diablons, Mt. Rouge de Gietros, Mt. Avril; 11. Col Fenêtre, Col du Mt. Rouge, Col de Seillon, Furggjoch, Biesjoch (darunter Coupole de Bousine, C. de Weißhorn (östl.), Unter-Gabelhorn, Matterhorn, Dt. d'Herens Seillon, Mt. Gelé, Weißhorn nördl.); 13. Dentblanche; 14. Weißhorn (östl.), Unter-Gabelhorn, Matterhorn, Dt. d'Herens (südl.); 15. Zermatter Tal, Valtournanche, Val St. Barthélémy, oberes Val Ollomout, Theoduljoch; 16. Dom, Lyskamm; 17. Zermatt-Saaser Mulde mit Egnerhorn, Rimpfischhorn (Alagnamulde mit Corno Rosso d'Olen); 18. Saastal mit Almagellhorn. — Die ortsfremde Dentblanchedecke (Kreuzschraffur) ruht auf jurassischem Glanzschiefer mit (schraffierten) Grünschiefersteinlagen. Darunter folgt (gepunktet) die Trias, die vom Casanasschiefer (Kreuzschraffur) z. T. durch Carbon (schwarz) getrennt ist. Almagellhorn und Montblanc (über den die Schublade der Außenranddecken hinweggeht) bestehen aus Granit bzw. Orthogneis.

fließen die Bäche durch diesen südlich fallenden Jura (sowie die Trias) über eine nordwärts überliegende Antikline prä-carboner Gneise in nordfallende Trias (teilweise auch Jura, z. B. zwischen Gampel und Visp) zu der steilgestellten Folge von Sätteln und Mulden weicher Carbonschichten, die das Rhônetal hier zu seinem Bette verwendet hat. Rechte und linke Talflanken gleichen sich somit jeweils spiegelbildlich. Das gleiche gilt entsprechend auch von den kleineren Tälern, die auf der Rosa Blanche (Val de Nendaz), den Beccs de Bossons (Val de Rechy), dem Schwarzhorn (Vincenzthal), d. h. bereits auf dem flachen, teilweise mit Trias und Jura bedeckten Südschenkel der Antikline des präcarbonen Gneises entspringen.

Der zweite Typ der Wallistalungen umfaßt die unter sich wieder stark verschiedenen Visp- und Drancetäler. In den einzelnen Trögen dieser Serie lassen sich Abschnitte finden, die völlig dem zuvor beschriebenen Typ entsprechen; z. B. zeigt von Chable über Mauvoisin, und hinein ins Nebental von Giétroz, das Val de Bagnes eine auffallende Analogie mit dem Val d'Anniviers, oder die Drance d'Entremont von Liddes über Bourg St. Pierre ins Valsorey mit dem Val de Nendaz, das ja auch schon etwas schiefwinklig die tektonischen Zonen durchschneidet. Ebenso entspricht auch das Zermatter Visptal von Visp bis oberhalb St. Niklaus diesem Val de Nendaz, wie auch das Saaser Visptal bis Saas. Aber die andern Laufstücke zeigen ein erheblich abweichendes Gepräge. Der Unterlauf des Val de Bagnes von Martigny-Brocard bis Chable kreuzt nahezu rechtwinklig die aufrechte Antikline des Montblancgranits, zu der sie quer über die eingepreßten Jura-synklinen der Ferretzone gelangen, die das Montblancmassiv von den nordwestlich überkippten Carbon-Syn- und -Antiklinen trennt, die als Zone des Briançonnais vom Rhône- ins Isèretal sich hinziehen. In völlig gleicher Weise kreuzt der Talzug, der von Liddes über Orsières und den Lac Champex nach Martigny-Brocard sich hinzieht, rechtwinklig die genannten Zonen. Diese Zonen trifft auch der vereinigte Unterlauf der Saaser und Matter Visp unterhalb von Stalden an, wo sie freilich etwas ausgedünnt erscheinen: Dicht unterhalb von Stalden erscheint steil nordfallendes, ausgewalztes Carbon in schmalen Streifen als Unterlage der Schistes lustrés der Ferretzone, die bis zur Rhône hin von der Visp quer durchtal wird.

Das Grundprinzip der Anlage dieser Täler steht somit in bester Übereinstimmung mit der erstgeschilderten Talgruppe: Unbekümmert um die Struktur laufen die Flüsse quer

zum Streichen harter und weicher Schichten. In starkem Gegensatz hierzu aber befinden sich die Talzüge des Schweizer Val Ferret, des oberen Val d'Entremont und der Rhône selbst, die ihrerseits mit dem Tal des Trient, der oberen Arve, dem italischen Val Ferret verwandt erscheinen. Von Liddes aus südwärts zieht zum Gd. St. Bernard sowohl das Entremonttal parallel zum Streichen im präcarbonen Casannaschiefer ¹⁾, als die Combe de La dem schmalen Triaszug entlang, der dem weichen Carbon eingelagert ist. Der Zug des Val Ferret gehört dem subsequenten Talgürtel des Montblanc an, der ringsum den Granit umfaßt und im Süden vom Col de la Seigne bis Entrèves als Allée Blanche (bzw. Val Veni), von Entrèves bis zum Col Ferret und von dort über l'Amône, Orsières nach Sembrancher als Val Ferret sich hinzieht, um im Norden von Martigny über die Forclaz bis zum Col de Balme und weiter als Arve bis Les Houches unterhalb von Chamonix zu verlaufen. Von Les Houches bis zum Col de la Seigne ist der Talgürtel zwar weniger ausgeprägt, aber doch im Nant Borrant-Col du Bonhomme-Col des Fours-Torrent des Glaciers deutlich genug markiert. Das Tal der Rhône selbst ist zwar nicht völlig an eine stratigraphische Einheit des Gesteins gebunden, folgt aber doch von Mörel (oberhalb von Brig) bis Saxon (bei Martigny) so völlig dem Zuge weicherer Gesteine, daß an keiner Stelle dieser über 70 km langen Strecke der Fluß auf präcarbonem Gestein fließt, obwohl er zwischen Jura, Trias und Carbon reichlich abwechselt. Der untere Trient hat seine berühmte postglaziale Klamm am Rande der relativ weichen Carbongesteine einer prätriadischen Syncline eingeschnitten, die auch für das präglaziale Tal (Finhaut-Salvan) bereits richtunggebend war.

Wir haben in diesen Tälern somit einen völlig anderen morphogenetischen Typ vor uns, der gegenüber der erstgeschilderten indifferenten Entwässerung eine deutlich subsequente Anlage zeigt, d. h. sich an das Ausstreichen weicherer Gesteine bindet. Gemeinsam ist dem indifferenten wie dem subsequenten Typ die völlige Vernachlässigung der Tektonik im engeren Sinne: Synklinen und Antiklinen werden in keiner Weise berücksichtigt.

Weitere Vertreter dieses eigentlichen Subsequenztyps in unserem Gebiete sind u. a. der Otemmagletscher und das

¹⁾ Daß hier eine subsequente Zone vorliegt, beweist die Combe de Verségère, die in genau der gleichen Zone etwas weiter nördlich gleichfalls in etwa 6 km Länge eingeschnitten ist.

Valpelline, während zahlreiche Beispiele der — im weiteren Sinne gleichfalls subsequenten — Schichtstufenrandflüsse die Umrandung der Deckscholle der Dent Blanche-Masse bildet. Diese Subsequenzzone ist bereits früher erwähnt worden. Vom oberen Val de Bagnes, Col de Fenêtre, oberen Val d'Ollomont, dem untersten Valpelline (von Gignod bis Aosta), dem unteren Val St. Barthélemy, dem oberen Val Tournanche, dem Theodulpasse, Zmutttale und Mattervisptale von Zermatt bis Randa ist in großen Linien die Grenze der

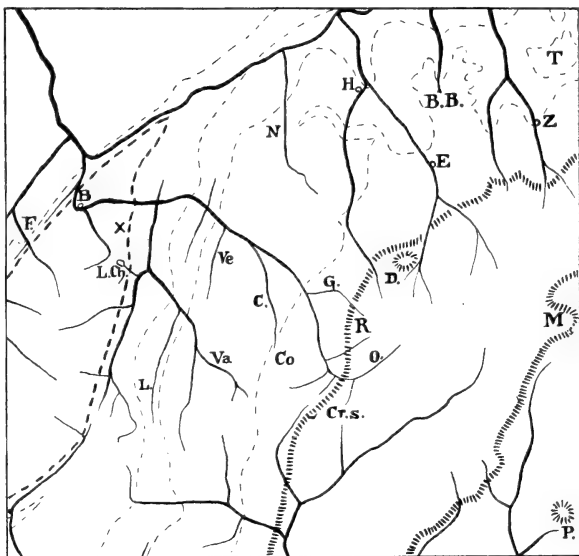


Fig. 7.

Skizze der heutigen Entwässerung der Walliser Alpen.

Für die Zeichenerklärung vgl. Figur 8. (L. Ch. Lac Champex, O. Otemma gletscher, Cr. s. Col de Crête sèche, F. Col de la Forclaz, C. Corbassière gletscher, P. Mt. Pillonet, D. Mt. Dolin, G. Gietrozgletscher, L. Combe de La, Ve. Versegère, Va. Valsorey, B. Martigny-Brocards, H. Hérémece, Z. Zinal, X. Catogne, N. Val Nendaz, B. B. Becs de Bosson, T. Tounot, E. Evolena, R. Ruinette, M. Matterhorn, Co. Gd. Combin.)

Decke klar aus der Topographie abzulesen. Bis in subtile Einzelheiten läßt sich diese Zone verfolgen, indem auch an den nicht zertalten Stellen des Deckenrandes wenigstens eine „Zone des Cols“¹⁾ sich findet. Da die Unterlage der Schistes

¹⁾ Die bekannte „Zone des Cols des Préalpes“ am Col Pillon usw., welche den südlichen Schichtstufenrand der Chablais-Hornfluh-

lustrés allenthalben unter dem Arollagneis einfällt, ergeben sich überall die gleichen typischen Profile.

(Nur selten ist eine Einlagerung der Unterlage (?) härter als Arollagneis, so daß andere Formen entstehen wie an dem Gabbro der Aiguilles Rouges d'Arolla. Ebenfalls selten sind Schichtrandtäler auf der präcarbonen Unterlage, wie etwa das Tal des Durnand).

Die beiden so verschiedenen Tendenzen der Entwässerung können ebensowenig gleichzeitig ent-

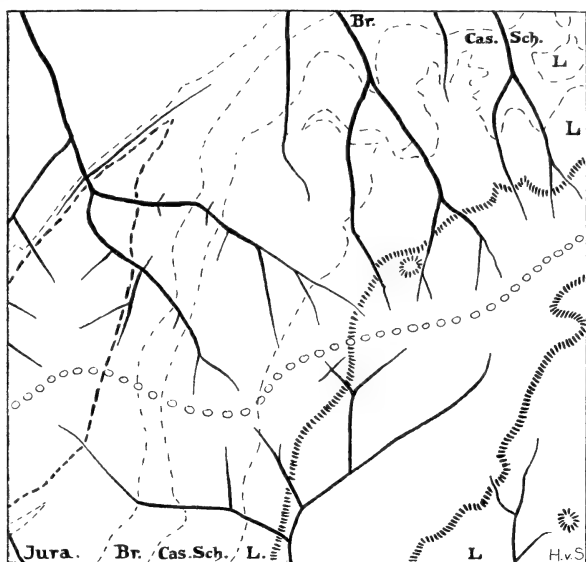


Fig. 8.

Skizze einer früheren Entwässerung der Walliser Alpen. Die Lage der alten Wasserscheide ist durch eine Kreislinie angedeutet, die Dentblanchedecke (stark quergestrichelt) und das krystalline Mont-blanc-Massiv (stark längsgestrichelt) sind eingetragen. Die jurassischen Schistes Lustrés (L.) der Unterlage der Decke, die Casanneschieferzone, die carbon- und triasführende Zone des Briançonnais (Br.) und der Jura des Val Ferret-Zuges sind gleichfalls bezeichnet. Die Gegend des Rhone-Längstales ist unbestimmt gelassen. Die Lage einiger wichtiger Orte ist aus Fig. 7 zu ersehen.

standen sein wie sich unbefehdet nebeneinander behaupten. Nach den allgemeinen Regeln der Landschaftsgestaltung kann in Gebieten komplexer Struktur eine Indifferenz

Decke markiert, dank der Weichheit der Flyschunterlage, ist somit ein völlig homologer Fall.

der Entwässerung gegen hart und weich, gegen antiklin und synklin sich nur in dem einen Falle entwickeln, daß eine völlig glatte Abdachungsfläche sich den Flüssen zum Abflusse darbietet¹⁾. Liegt oder gelangt diese Fläche oberhalb des Denudationsniveaus, so werden sich mit der Zeit subsequeute Anpassungen an die Struktur einstellen, um wieder zu verschwinden, wenn durch Abtragung das Denudationsniveau zuletzt auch von den härteren Gesteinen erreicht ist. Wir müssen somit für das Wallis die indifferenten Täler als die älteren, die subsequenten als die durch eine Hebung des Gesamtgebietes ins Leben gerufenen jüngeren Entwässerungsadern ansehen.

Dieser deduktive Schluß läßt sich bis in die Einzelheiten hinein empirisch beweisen. Betrachten wir die deutlichste Abzäpfung des Wallis, so sehen wir hier, daß eines der oben geschilderten Indifferenztäler von einem Subsequenztales des Montblancgürtels beraubt worden ist. Da dieser Fall durch seine modellartige Klarheit aller Einzelzüge besonderes Interesse verdient, sei er eingehender geschildert (Fig. 7 und 8):

Der Zeitpunkt des Abzäpfungsbeginnes ist nicht genau zu fixieren, ihre Vollendung dagegen ist mit Sicherheit als postglazial anzusetzen. Es wäre nämlich an sich möglich, daß bereits vor dem Vorrücken der Gletscher die fluviatile rückwärtsgreifende Erosion eines Seitenbaches der Drance de Bagnes, von Sembrancher in der weichen Zone des Ferret-Jura subsequent südwärts einschneidend, der indifferenten Drance d'Entremont-Champex in die Flanke gefallen war und alsdann weiterhin südwärts vordringen und so das Ferrettal ausräumen konnte. Es wäre in diesem Falle nach einer kurz dauernden Bifurkationsphase (vertikal über Som la Proz) etwa das heutige Verhältnis eingetreten, d. h. ein Renegat aus dem Champexteil des alten Tales hätte sich langsam entwickelt, indem die Wasserscheide von der Überfallsstelle fort zu einer Gleichgewichtslage abgewandert wäre. Diese Abzäpfung kann jedenfalls aber vor Beginn der Vereisung das Landschaftsbild noch nicht merklich umgestaltet, also erst kurze Zeit bestanden haben. Der Entremont-Ferret-Gletscher hätte nämlich sodann in der Eiszeit durch Transfluenz die Bifurkationsphase nochmals wiederholt (wie die glaziale Austiefung des U-förmigen Champextales, die

¹⁾ Sowohl subaërische Peneplainisierung als marine Abrasion als frisch gehobene sedimentbedeckte Kontinentalsockel kommen in solchen Fällen in Frage. Die Entwässerung wäre je nachdem als senil-indifferent, konsequent oder epigenetisch (superimposed) zu bezeichnen.

Moränen usw. beweisen), dann aber doch sein Eis mehr und mehr der Ferretzone, die sich leichter vertiefen ließ, übergeben, so daß die fluviatile Erosion der Postglazialzeit nicht erst wieder vor die Wahl gestellt war, sondern sofort die Ferretzone angriff und im Champextale nur einen (dank der Härte des Granites und Quarzporphyrs noch immer geringfügigen) Renegaten entwickelte, der bisher erst in künstlicher Bifurkation (Kanal) den Ablauf des Arpettetales erobert hat. Andererseits ist freilich auch denkbar, daß das Einsetzen der Eiszeit zwischen Orsières und Sembrancher noch keinen räuberischen Bach, sondern erst eine niedrige subsequente Paßzone vorfand, die er durch Überfließen selbst zu seinem Hauptabflusse ausgestaltete und der Postglazialerosion zu weiterer Verwendung überließ.

Jedenfalls aber ist im Falle des Champextales eine ursprünglich indifferente Entwässerung vor geologisch kurzer Zeit einer subsequenten Tendenz zum Opfer gefallen. —

In Hochgebirgen mit eiszeitlicher Skulpturierung ist es naturgemäß nur selten möglich, derartige Abzapfungen genetisch zu deuten, da das Überfließen des Eises ein Faktor ist, der nicht so unbedingt selektiv an die Gesteinhärte sich bindet wie die fluviatile Erosion. Trotzdem müssen noch zwei weitere Fälle von Abzapfungen aus dem Gebiete des Wallis hier besprochen werden.

Das eine Beispiel ist altbekannt und betrifft den Col de la Forclaz. Die hier in naher Zukunft bevorstehende subsequente fluviatile Abzapfung durch den Jura der Montblancgürtelzone ist in der Eiszeit durch Überfließen des Eises bereits einmal vorübergehend vorweggenommen worden. Doch hat postglazial der wasserreichere untere Trient in seinem nahen parallelen Subsequenztale sich so schnell eingetieft, daß die weiche Carbonzone, die ja übrigens von der Trientmulde abzweigend bis Forclaz reicht, einen nur zu bequemen subsequenten Weg darbot. Gleichwohl wird die noch günstigere Verhältnisse darbietende Jurazone wohl in relativ naher Zukunft hier die einstige eiszeitliche Bifurkation zu einer vollendeten Abzapfung umformen, wie die relativen Höhenverhältnisse klar erkennen lassen.

Dieser Fall lehrt also ebenso wie der vorige, daß unmittelbar vor, während und nach der Eiszeit die subsequenten Tendenzen im Wallis hervortreten und in die älteren indifferenten Talanlagen räuberisch einbrechen. — Der zweite bisher noch nicht bekannt gegebene Fall betrifft den Otemmagletscher. Da hier die Abzapfung

bereits vor der Eiszeit völlig beendet war, ist die Sachlage durch spätere Einflüsse mehr verwischt. Wie alle alten Indifferenztäler, also auch in Übereinstimmung mit den andern Wallistälern, erhält die Drance de Bagne ihre Nebenflüsse, soweit sie präglazial angelegt, also zur Aufnahme von Gletschern vorbereitet waren, in sehr spitzem Winkel. Auch dieser Umstand ist bezeichnend für die Gleichförmigkeit der alten Abdachungsfläche. Keine Rücksicht auf den Gesteinscharakter verändert dieses einheitliche Gepräge, dem also die seltsamen zahlreichen spitzen Gabelungen zu verdanken sind, die allen Beobachtern der Wallistäler aufgefallen sind. Als solche Gabelungspunkte seien hier besonders genannt: Martigny-Brocard (Champex-Drance), Hérémente (Hérens-Hérémente), Haudères (Arolla-Ferpècle), Ayer (Moiry-Zinal), Stalden (Zermatt-Saas). Zu beachten ist, daß diese Punkte in den verschiedensten Zonen liegen, also von Gestein und Struktur unabhängig sind. Diese spitzwinklig einmündenden präglazialen Nebentäler finden wir am Val de Bagnes deutlich bis herauf nach Mauvoisin. Deutlich unterscheiden sich diese älteren indifferenten Täler von den jüngeren subsequenten (Fontana Rossa, Talkessel von Verbier usw.) oder den zahllosen erst durch glaziale Über-tiefung entstandenen kurzen Staubbächen. Aber das Corbassière-tal westlich, das Giétroztal östlich sind die obersten dieser alten Nebentäler. Oberhalb von Mauvoisin münden nämlich in den Trog-schluß von Lancey-Chanrion vier Nebentäler von ganz anderem Gepräge: Das Tal von Breney und das von Otemma münden von Osten in widersinnigem Spitzwinkel in die Drance. Diese Täler haben eine unverkennbar sub-sequente Richtung. Trotzdem aber können sie bei ihrer Länge von 8—9 km nicht jünger sein als die Drance, da letztere in weichem Bündnerschiefer, erstere aber in dem überaus harten Arollagneis fließt, der selbst in seinen subsequenten Zonen noch unvergleichlich widerstandsfähiger ist. Die Drance hat keinen indifferenten Quellast, ihre Quelläste sind vielmehr alle subsequent, und zwar liegen ihre östlichen Zuflüsse im Arollagneis, ihre westlichen rechtwinklig einmündenden — Durand und Fenêtre — im Bündnerschiefer. Wenn wir in diesem Zusammenhange die Tatsache uns nochmals vor Augen führen, daß von Mauvoisin an die Drance de Bagnes ein Schichtrand-tal, also besonders begünstigt, ist und doch erst etwa 9 km Länge in diesem Abschnitte erreicht hat, so bleibt nichts übrig, als aus den folgenden Gründen einen Abzapfungsvorgang anzunehmen:

1. Die Drance erhält unterhalb von Mauvoisin in ihr indifferentes Tal indifferente Nebentäler im spitzem gleichsinnigen Winkel.

2. Oberhalb von Mauvoisin erhält sie in ihr Schichtrandtal nur subsequente Nebentäler in rechtem bzw. widersinnigem Winkel.

3. Die subsequenten Nebentäler münden am Trogschluß der Drance und haben hier, trotzdem ihr Lauf in viel härterem Gestein liegt, eine sehr bedeutende Länge (8—9 km).

4. Oberhalb von Mauvoisin wird das Drancetal von der Linie gequert, welche die heute höchsten Gipfel verbindet, und die, wie wir früher sahen, mit der indifferenten Gesamtabdachung in voller Harmonie als einstige Wasserscheide steht.

5. Das indifferente Corbassieretal hat eine Länge von etwa 11 km und wurzelt dabei auf der alten Wasserscheide. Die gleiche Länge hat die Drance von der Einmündung der Corbassière bis zur alten Wasserscheide, und ebenso wurzelt das indifferente Giétroztal auf der alten Scheide und erreicht — bis zur Corbassière-Mündung gemessen — die gleiche Länge.

Somit stellt sich uns der Vorgang seiner Geschichte nach im einzelnen in folgender Weise dar: Corbassière, Drance und Giétroz waren in präglazialer Zeit indifferente, unter sich etwa gleichberechtigte Quellläste des Bagnestales. Ihr Ursprung lag auf der alten indifferenten Hauptwasserscheide. Diese trug den Schichtstufenrand der Dentblanche-Decke etwa an der Drancequelle. Eine Belebung der Erosion begünstigte daher die Drance und ließ sie rückwärts, der Schichtstufe entlang, subsequent sich einschneiden. Hierbei brach sie ein in das Quellgebiet eines andern Systems, das der einstigen Südseite der alten Hauptscheide angehörte, und raubte diesem diejenigen Quellläste, die — im harten Gestein weniger eingetieft — dem Schichtrand am nächsten flossen. Zur weiteren Stütze dieser Theorie sei auch das beraubte System kurz betrachtet: Wir sehen hier, daß die Subsequenzlinien der Dentblanchedecke mehrfach zur Entwicklung sehr ansehnlicher Täler geführt haben. Ihr längstes ist das Valpelline (über 20 km), das auf der alten Wasserscheide wurzelt, also sich nicht erst jung rückwärts verlängert haben kann, zumal es keinen Raub begangen haben kann, indem es selbst vielmehr durch das Schichtrandtal des oberen Valtournanche im eigenen Quellgebiete bedroht wird. So ist also das Valpelline trotz seiner Subsequenz-Richtung offenbar altersgleich mit den Indifferenzflüssen des Wallis, und

die Ausreifung der alten Abdachungsfläche war im Gebiete des harten Arollagneises noch nicht so weit vorgeschritten wie in den weicheren Schiefer. Die alte Abdachungsfläche der Gipfelhöhenkonstanz ist also entstanden durch die Peneplainisierung einer Landschaft mit ursprünglich bewegterem Relief.

Für diese Ansicht sprechen zwei weitere Argumente sehr stark. Einmal nämlich erhielt und erhält von der alten Wasserscheide her das Valpelline auch indifferente Nebenflüsse aus dem weicheren Schiefer des Gd. Combin: Das mittlere Val d'Ollomont sowohl als die zum Großen St. Bernhard heraufziehenden Täler St. Rhémy, Menouve usw. queren alle Zonen und fließen über die Schichtstufe in die Deckengesteine hinein. Das Val d'Ollomont hat dabei von seinem großartigen Trogslusse aus einen jungen, kurzen, subsequenten Quellast am Schichtrand entlang bis zum Col Fenêtre getrieben, der bald genug eine starke Abzapfung vornehmen muß, durch die die Drance ihren präglazialen Raub wieder verlieren wird (Vaux d'Ollomont 1476 m — ca. 7 km — Col de Fenêtre 2786 m — ca. 16 km — Fionnay de Bagnes 1497 m). Zweitens findet sich eine tiefe Einschartung in der heutigen Wasserscheide, die nicht wohl anders gedeutet werden kann wie als Durchlaß des alten Otemmatales, also als „windgap“: Der vielbegangene Schmugglerpaß des Col de Crête sèche liegt mit 2888 m zwischen Mt. Gelé 3517 m und Bec d'Epicoun (Becca Rayette) 3527 m eingesenkt im Arollagneis in direkter Fortsetzung der Otemmarichtung. Wenn man hierbei beachtet, daß der nur 3 km entfernte junge Col de Fenêtre in der Schichtrandzone und im weichen Schiefer auch erst auf 2786 m abgetieft worden ist, so fällt die Möglichkeit fort, für die Eintiefung der Crête sèche Ereignisse glazialer oder postglazialer Zeit heranzuziehen, wenn auch die Möglichkeit einer vorübergehenden glazialen Transfluenz des Otemmaeises nach Süden nicht geleugnet werden soll. Falls diese sich beweisen ließe, hätten wir also hier ein interessantes Seitenstück zur glazialen Bifurkation von Champex.

Zusammenfassend erhalten wir somit aus der Betrachtung der Flüsse des Wallis in ihrer Richtung und Beziehung zur Struktur folgende Ergebnisse:

Die alte Abdachungsfläche, die im Bereiche weicherer Schichten bereits eine typische vollkommen indifferente Entwässerung trug, war im Gebiet des harten Arollagneises in den basisfernsten Teilen noch

nicht zu voller Ausreifung, d. h. zum Verzicht auf die vorher subsequeute, angepaßte Zertalung vorgeschritten¹⁾.

An besonders begünstigten Stellen ist in späterer Zeit die alte Wasserscheide verlagert worden: Col Ferret, Col Fenêtre, Theodulpaß. Diese Verlagerung hat im Val de Bagnes die Präpeneplain-Subsequenz zugunsten der Postpeneplain-Subsequenz beraubt. Eine Reihe anderer Fälle ist vorhanden, wo die jüngere Subsequenz die ältere Indifferenz der Peneplain beraubt hat oder bedroht. Nur eine starke Hebung des Gesamtgebietes kann diese Änderung der Talanlage-tendenz erklären. Diese Hebungsperiode hat vor der Eiszeit begonnen, da ihre Wirkung von den Gletschern teilweise bereits vorgefunden wurde, ist aber erst kurz vor oder auch in der Eiszeit abgeschlossen worden, da ihre Wirkungen zum weitaus größten Teil sich erst in der Zukunft äußern werden.

IV. Synklinalgipfel.

Über die morphologische Bedeutung von Synklinalgipfeln sind in der letzten Zeit verschiedene Ansichten geäußert worden, von denen hier als die wichtigsten die von E. DE MARTONNE, E. PHILIPPI, W. VOLZ und W. M. DAVIS besprochen werden sollen.

Nach MARTONNE ist es leicht einzusehen, daß ein Zyklus in gefalteter Region zur Bildung von Synklinalgipfeln führen muß, vorausgesetzt, daß das definitive Basisniveau unter dem tektonischen Initialniveau der Synklinen liegt (a. a. O., *Traité* S. 500—501).

Nach DAVIS sind Synklinalgipfel „most easily explained“ als Folge einer durch Gesamthebung eines Gebietes erfolgten Neubelebung der Erosion, die sich nunmehr durch Entwickeln subsequenter Zonen dem Gesteinscharakter ohne Rücksicht auf die ursprüngliche faltungs-tektonische Oberfläche anpaßt (a. a. O. 1909, S. 422). Doch läßt er auch ihre Entstehung als „purely normal spontaneous acts during advancing development“ gelegentlich zu (S. 435 ff.).

Nach PHILIPPI „wird im allgemeinen eine Umkehr des morphologischen Reliefs nur dann eintreten können,

¹⁾ Die Richtung des oberen Lötschtales könnte vielleicht auf analoge Verhältnisse im Berner Oberland hindeuten, doch fehlen mir hier eigene Beobachtungen.

wenn die Landschaft durch das Zwischenstadium einer Peneplain hindurchgegangen ist“. Nur zwei Bedingungen werden hierbei noch angeführt: „wenn nicht neue Dislokationen den normalen Gang der Ereignisse stören“. und „wenn die Gesteine, welche die Denudation freilegt, im Satteln weicher, im Muldeninnern aber härter sind als die Nachbargesteine“ (a. a. O., S. 262—264). Letztere Bedingung war auch bei CHAMBERLIN-SALISBURY (a. a. O.) schon als Modifikation der DAVISSchen Ansicht fixiert worden.

VOLZ schreibt: „In einem gefalteten Gebiet, in dem normal die Faltungsätsel Bodenerhebungen bilden, sind diese loci minoris resistentiae dem Fluß unzugänglich. Erst dann werden sie zugänglich, wenn die Erhebungen abgetragen sind, so daß Mulden und Ättel in einer Ebene liegen. — Wenn also im Gajoland die Flüsse mit auffallender Vorliebe in die tektonischen Ättel sich eingeschnitten haben, so zeigt das, daß vor Ausbildung des heutigen Flußnetzes alle Erhebungen des gefalteten Landes abgetragen waren. Wir müssen also überlegen, welche Momente aus einem gefalteten Gelände eine leidlich ebene Fläche schaffen können“ (a. a. O., S. 6).

MARTONNE bespricht in seinem Lehrbuche nur den modellartig einfachen Fall, in dem sanfte Mulden und Antiklinen vom Juratypus in gleichförmiger Weise abwechseln. Wenn gleich auch hier ganz besondere Gesteinshärte-differenzen nötig sind, um die Inversion des Reliefs zu erzielen, so mag doch zugegeben werden, daß tatsächlich unter bestimmten Bedingungen ein einziger Zyklus genügen mag, um Synklinalgipfel zu schaffen. Eine derartige Landschaft wird alsdann freilich wohl nur Synklinalgipfel haben, deren Höhe von der anfänglichen tektonischen Lage des Muldentiefsten abhängig ist, also trotz aller Zerstückelung der primären Mulden doch das Auf- und Absteigen der Synklin-al-Achsen spiegelt.

DAVIS hat also darin zweifellos recht, daß eine zwischengeschaltete Peneplain die Existenz von Synklinalgipfeln jedenfalls am einfachsten, weil bedingungslosesten erklärt. (Seine Erklärung a. a. O., S. 435—437, 439—440 macht jedenfalls zahlreiche Voraussetzungen!)

PHILIPPI übergang vermutlich mit Absicht diese Möglichkeit einer stets wohl etwas gequälten Ableitung der Synklinalgipfel als normales Produkt eines einzigen Zyklus, wie auch VOLZ diesem Fall keine Beachtung schenkte.

So sehen wir also, daß dieses wichtige Problem bisher nur gelegentlich gestreift worden ist, ohne daß je eine erschöpfende oder auch nur vergleichend-kritische Behandlung

versucht worden ist. Auch hier können des Raumes wegen nur einige Bemerkungen hinzugefügt werden:

1. Es ist bis jetzt kein morphologisch in moderner Weise durchgearbeitetes Gebiet bekannt geworden, in dem Synklinalgipfel sich finden, ohne daß die Zertalung einer gehobenen Peneplain als Ursache nachweisbar wäre (Appalachien, Jura usw.; Hilsmulde, Grunauer Spitzberg usw.).

2. Ein Synklinalgipfel ist im letzten Grunde nichts anderes als eine gegenständige Vereinigung von Schichtstufen. Schichtstufenlandschaften sind jedoch — soweit morphogenetisch genauer erforscht — erstens bisher nur als Reste gehobener Peneplains bekannt, zweitens bereits mehrfach mit Entschiedenheit als untrügliche Beweise für die Existenz einer gehobenen Peneplain angeführt worden.

Für unser Gebiet werden wir die morphogenetische Bedeutung der Synklinalgipfel am besten würdigen können, wenn wir einige typische Fälle näher analysieren. Sehr lehrreich ist das Profil (Fig. 9) vom Catogne (Quarzporphyr, 2579 m) über das Tal von Orsières (Jura, 825 m) zum Six blanc (Trias, 2450 m) und zur Tête de la Payannaz (Casannaschiefer, 2461 m). In diesen Zahlen spiegeln sich qualitativ die relativen Gesteinshärten wider, teils verstärkt durch glaziale Übertiefung, teils abgeschwächt durch die Gipfelhöhenkonstanz. Tektonisch stellt sich der Six blanc als steile Syncline, die nur 1100 m entfernte Tête de Payannaz aber als Schichtstufe dar. Zwischen beiden ist steilgestelltes Carbon zu einem Paß von 2337 m abgetragen (Col de Tzerzera). Die andere Seite der Triassyncline wird von einem steilen, stark ausgewalzten Carbonsattel gebildet, der hier in etwa 2100 m Höhe den jurassischen Bündnerschiefern der östlichen der beiden parallelen Ferretmulden auflagert.

Der heutige Zyklus arbeitet an der Vernichtung des Six blanc: nur auf der Höhe der Wasserscheide zwischen den Tälern von Entremont und Bagnes ist die Triasmulde erhalten geblieben, wobei der relative Abstand genau der verschiedenen Taltiefe entspricht. Der Col de Tzerzera ist bereits der Einwirkung der heutigen Erosion zuzuschreiben. Ehe also der gegenwärtige Zyklus begann, müssen Tendenzen bestanden haben, welche weniger selektiv der Gesteinshärte gegenüberstanden. Der Synklinalgipfel neben einer Schichtstufe in gleicher Höhe bedeutet hier demnach keine Umkehrung des Reliefs, sondern ganz einfach ein Stück älterer Landoberfläche von geringem Relief, das nun gehoben und der Zertalung des jetzigen Zyklus preisgegeben ist.

Die Gipfelhöhenkonstanz des Wallis ist somit nicht nur — wie früher gezeigt wurde — indifferent gegen hart und weich, sondern auch gegen synklin und monoklin. Sie entspricht in dieser Hinsicht also völlig der ältesten Talanlage des Gebietes.

Als ein zweiter Fall gleicher Art sei der Mt. Pleureur genannt, der seine 3706 m hohe Glanzschiefermulde der monoklinen Schichtstufe des 3712 m hohen, von ihm nur um 6 km entfernten Tournelon blanc (auf der andern Seite des Val de Bagnes) entgegenreckt. (Vgl. Tafel II, 1.)

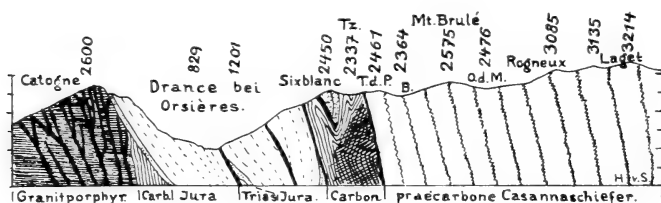


Fig. 9.

Profil vom Catogne über den Sixblanc zum Gd. Laget. 1:200 000 (linke Seite nach SCHARDT. Die Lagerung des Carbons am Sixblanc ist mir in den tieferen Teilen unbekannt. An der Tête de la Payannaz 2461 biegt das Profil, dem Kamm folgend, südlich ab über le Basset 2364 und Oujets de Mille 2476 m).

Auch das Walliser Gebiet zeigt also nach dem Gesagten jene Eigenart der Gesamthalpen, die A. HEIM schon 1878 mit seinem klaren Blick erfaßt und für die Tödi-Windgällen-Gruppe ausgesprochen hatte. Ich will seine noch immer klassischen, weit über ihren ersten Anwendungsbereich hinaus geltenden Worte hier auszugsweise wiedergeben, da ich keine besseren zur Schilderung des Wallis finden könnte. Absichtlich gebe ich dabei nicht nur seine zusammenfassenden Worte, sondern auch einige Einzelbeobachtungen, damit gerade aus letzteren die volle Analogie um so deutlicher hervorgehe:

„Wir haben in unserer Randkette noch eine auffallende Erscheinung zu konstatieren: Die Gipfelhöhen von der kleinen Windgälle bis zum Gemsfayerstock bleiben sich auffallend gleich. Die Kerben in dieser geradlinigen Kette sinken nicht unter 2700 m, die Gipfelhöhen liegen meistens über 3000 m, erreichen aber 3300 m nicht. Die Falten, welche den Kamm bilden, sind darunter gegen Osten bedeutend gesunken. Der Gewölbeschenkel, welcher in seinen oberen Juraschichten an der Kleinen Windgälle 4000 m hoch zu liegen käme, findet

sich am Scheerhorn bei 2800 m, am Altenorenstock noch bei 2400 m. Die Gipfel, in ihrem gleichen Niveau verharrend, bestehen deshalb aus ganz verschiedenen Gesteinen in verschiedener Lagerung und entsprechen sich geologisch gar nicht. Das Niveau des Grundgestelles der Kette ist ungleich, das Verwitterungsniveau der Kammlinie an der Oberfläche ist aber durchweg das gleiche. Die Höhe der Gipfel hängt also viel wesentlicher vom Betrag der Verwitterung als vom anatomischen Bau ab“ (a. a. O., S. 108).

„Die Talsysteme sind nicht durch den Mechanismus der Gebirgsstauung entstanden. — In den Alpen, zunächst in unserer Gruppe, sind die Ketten durch Täler und Schluchten, welche in allen Richtungen schief zu den Ketten verlaufen, zerhackt“ (S. 273).

„Wir haben schon früher gezeigt, daß die Höhe der Randkette, obschon der innere Bau ein starkes Sinken von W nach O verlangen würde, und trotz der Ungleichheit des Gipfelmaterials eine sehr gleichförmige ist. Warum, ist schwer zu sagen, so viel aber erhellt hieraus, daß der Betrag der Denudation vom Materiale und vom inneren Bau nur wenig abhängig ist“ (S. 275).

„Im Mürtschenstock sind die sekundären Gesteine auf eine für jene Zone der Alpen mehr als gewöhnliche Höhe in ihrem Grundgestell gehoben. Dennoch ist die Gipfelhöhe desselben keine entsprechend bedeutende, sie hält sich an das durchschnittliche Niveau jener Zone und ist somit trotz dem geologischen Bau eine gesetzmäßige, d. h. sie wird innerhalb einer orographischen Zone mehr vom Verwitterungsniveau als von der Faltung bedingt. Es erinnert dies sehr an das Verhalten der Randkette“ (S. 276).

„Wir finden nicht sehr selten Täler unter alten Antiklinalkämmen, aber wir finden auch Muldentäler, ferner viele Isoklinaltäler und noch viel mehr Quertäler. Wenn wir an irgend einem Beispiel einen Zusammenhang von Faltung und Orographie zu entdecken glauben, folgt gleich wieder eins, welches das Umgekehrte zeigt“ (S. 279).

„Die obigen Betrachtungen führen uns dahin, der Denudation die Talbildung und überhaupt die wesentlichste Oberflächengestaltung zuzuschreiben. Der alte Kettenbau schimmert aber immer undeutlicher durch“ (S. 281).

Einige weitere Vergleiche mit anderen Alpengebieten werden zweckmäßig erst im folgenden Abschnitt gezogen. Hier

sei nur besonders hervorgehoben, daß oben eingehend nachgewiesen wurde, daß nicht, wie HEIMS letzterwähnter Satz besagt, der Kettenbau immer undeutlicher wird, sondern daß ein Stadium fast völliger Indifferenz in geologisch junger Vergangenheit von einem Zyklus abgelöst wurde, der die Grundzüge des Kettenbaus wieder mehr und mehr orographisch herauspräpariert¹⁾.

V. Das orographische Zurücktreten der großen Überschiebungen.

a) im Wallis. Eng mit dem Problem der Synklinalgipfel hängt auch die Frage nach der landschaftlichen Bedeutung der großen Überschiebungen zusammen. Wie die Beobachtung, wie alle geologischen Karten und besonders anschaulich die zahlreichen von C. SCHMIDT veröffentlichten Profile der Walliser Alpen zeigen, ist die gesamte Decke der Dent blanche insofern ein einziger Synklinalgipfel, als das heutige Verbreitungsgebiet der ihr zugehörigen Arollagneise usw. tektonisch eine Syncline darstellt, die im Wallis als „Zinalmulde“ von SCHMIDT bezeichnet und über die nördlichen Kalkalpen bis hin zum Jura- rand von H. SCHARDT verfolgt wurde. (Vgl. Tafel II, 2.)

In den vorigen Abschnitten ist im einzelnen dargelegt worden, daß die Gipfel der Dent blanche-Decke in keiner Weise die Gipfelhöhenkonstanz unterbrechen. Weißhorn (4512) und Dom (4554) im Osten, Ruinette (3879) und Pleureur (3706) im Westen entsprechen einander völlig in der Höhe ohne nennenswerte Rücksicht auf die Gesteins Härte und die tektonischen Verhältnisse (Fig. 10).

Die Tangentialfläche des Gipfelniveaus nivelliert somit die Dent blanche-Decke ungeachtet ihrer tektonischen Lage völlig ein. Dies ist um so beachtenswerter, als man die härteren Gesteine der Decke bei ihrer Synklinalstellung in höherer Lage erwarten sollte als die weicheren Gesteine der randlich anstoßenden Antiklinen. Diese Nivellierung ist unmöglich als Werke eines einzigen Erosions-Zyklus erklärbar,

¹⁾ Vgl. E. DE MARTONNES deduktive Beschreibung eines nach erfolgter Verebnung, d. h. also posterosiv, durch ein „mouvement épeirogénique“ gehobenen Faltengebirges: Les affleurements de roches résistantes seront mis en saillie et, comme la direction de ces affleurements est déterminée par les anciens plissements, l'influence de la tectonique ancienne se fera de nouveau sentir, au fur et à mesure que l'évolution se prolongera (a. a. O. 1909, S. 564).

vielmehr ist zur Erklärung der heutigen Orographie sowohl eine Totalverebnung nach Beendigung des Deckenschubes als eine nachfolgende Verbiegung dieser Peneplain im Sinne der älteren Sattellinien, als eine erhebliche Hebung des Gesamtgebietes erforderlich.

Tatsächlich finden wir nämlich die Monterosa-Achse ebenso wie die des Gd. Combin jetzt höher gelegen als die angrenzenden Teile der Deckengesteine. Im Sinne entspricht

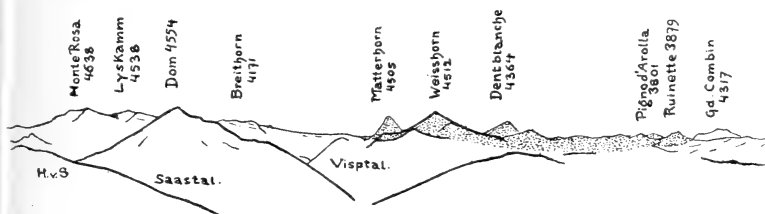


Fig. 10.

Blick vom Aletschhorn (4182 m) auf die Walliser Alpen. Die Gesteine der Dentblanchedecke, welche die „Zinalmulde“ erfüllen, sind punktiert. Gezeichnet auf Photographie.

diese relative Lage also der präerosiven Tektonik, geht aber offenbar im Ausmaß über diese hinaus. Ob wir nämlich mit SCHARDT u. a. annehmen, daß die Zinalsenke bereits bestand, ehe ihre Decken sie erfüllten, oder, in isostatischem Sinne, dem Gewicht der Decken die Einmuldung zuschreiben, jedenfalls muß bereits die Synklinalstellung der Dentblanche-Decke vollendet und ins Gleichgewicht gekommen sein, als die Peneplainisierung ihre Fläche über hart und weich, Sattel und Mulde unterschiedslos ausbreitete. Je nach dem Grade der in einem oder mehreren Zyklen erreichten Ausreifung dieser Peneplain haben wir die resistenteren Synklinalgesteine als langsam zerbröckelnde Härtlinge uns vorzustellen, während die weicheren Antiklinalzonen bereits eher das damalige Denudationsniveau erreicht hatten. Gegenüber diesem Bilde invertierten Reliefs stellt also das heutige Oberflächenbild eine zweite Umkehrung dar, die nur in differentieller Hebung ihre Ursache haben kann. Es wäre also die Aufwölbung der Sattellinien nicht auf einmal in ihrem Gesamtbetrage erfolgt, sondern in Absätzen. Diese Absätze erfolgten in so weiten zeitlichen Abständen, daß Erosion und Denudation das ursprünglich tektonische Relief der ersten Hebungs-

phase jeweils nahezu verwischt, d. h. peneplainisiert hatten, so daß die neu einsetzende Faltungsphase nicht mehr einen „morphologischen“, sondern nur noch einen „geologischen“ Sattel abermals aufwölben konnte. Für die Altersdatierung der einstigen Peneplain ist wichtig, daß sie nunmehr auch nach unten abgegrenzt werden kann, als nach dem Schub der Dentblanche-Decke erfolgt.

In diesem Zusammenhange ist es von Interesse, auch die Spuren anderer, höherer Decken bzw. der obersten Sedimenthülle der Dentblanche-Decke in der „Zinalmulde“ zu untersuchen. ARGAND kartierte (1905—07) im Trogseß des Arollatales, etwa zwischen dem Hotel Mt. Collon und dem Zwillingspaß von Riedmatten-Chèvres, den Rest einer höheren, also jüngeren Schichtlage als die Decke der Dentblanche bzw. deren normale hangende Sedimenthülle. Dieser Rest ist in einiger Hinsicht seltsam. ARGANDS Karte zeigt die zwei isolierten, winzigen Fetzen erstens im Talgrunde (höchste Höhen 2825 und 2976 m), zweitens nur je 1 km vom Rande der „unterliegenden“ Dentblanche-Decke gegen die basalen Schistes lustrés entfernt, drittens so allseitig von Gehängeschutt und Glazialablagerungen umgeben, daß die „Auflagerungsfläche“ tatsächlich nur auf knapp 350 m Erstreckung aufgeschlossen ist, viertens diese Kontaktlinie gegen die Arollagneise nur im Norden der angeblichen Deckdecke. Seine Karte zeigt, wie übrigens auch die Beobachtung an Ort und Stelle erweist, ein geringes Einfallen dieser Grenzfläche nach Süden. Nach ARGANDS Auffassung zöge diese somit unter dem ortsfremden Gestein hindurch, um im Süden anzusteigen, die heutige Oberfläche an unaufgeschlossener Linie zu schneiden und über ihr hoch in der Luft weit nach Italien zu verlaufen, wo sie zu ihrer noch unbekannten Wurzel (südlich bei der Zone von Canavese-Ivrea!) sich einmal senken würde.

Nach meiner Auffassung ist die Masse des Mt. Dolin lediglich ein Stirnrandphänomen der Dentblanche-Decke, die hier, in randparallele Sekundärfalten zusammengestaucht, den Untergrund der Schistes lustrés hochgepreßt hat. Die Erosion hat eine solche nach Norden übergeschlagene Untergrundantikline im Grunde des Riedmattentales angeschnitten. Dafür ist — angesichts der dürftigen Aufschlüsse — zwar kein absoluter Beweis zu bringen, aber die Wahrscheinlichkeit scheint mir so viel größer als bei ARGANDS Hypothese, daß ich bis zum Beweise des Gegenteiles an meiner Ansicht festhalten möchte. Für

mich sprechen übrigens ARGANDS, also eines gewiß unverdächtigen Zeugen, eigene Worte. Das Gestein des „substratum“ der Dentblanche-Decke ist bei ihm zwar in wesentlich andern Farben koloriert als das der „couverture“, aber der Text der Karte äußert sich anders ¹⁾):

Substratum:		Couverture:
Calcschistes et calcaires cristallins. Micascistes, quartzites etc.	Jura	Calcaires tabulaires gris ou noirs (nach GERLACH auch noch Marmor!), brèches calcaires quartzites.
Cornieule, calcaires et marbres \pm dolomitiques; calcaires tabulaires sombres à taches spathiques, brèches calcaires, schistes noirs, calcaires dolomitiques, cornieule.	Jura? und obere Trias	Cornieule, schistes rouges et verts, calcaires \pm dolomitiques.
Quartzites feuilletés, compacts ou tabulaires.	Obere Trias	Untere Trias
		Grès et quartzites.

Diese Zusammenstellung, in der die gemeinsam vorkommenden Faciesbezeichnungen gesperrt gedruckt sind, zeigt wohl deutlich genug, daß ARGANDS tektonische Deutung der Kalke des Mt. Dolin nicht allzusehr durch die stratigraphischen Verhältnisse gestützt ist. (Auch dürfte ARGANDS Jura des Dolin z. T. der oberen Trias angehören.) Auch tektonisch lassen sich noch mehrere Gegenargumente anführen: Nach ARGAND läge ein in einer randparallelen Syncline erhaltener Rest einer höheren Decke bzw. einer Sedimenthülle ²⁾)

¹⁾ Vgl. auch a. a. O. 1909, S. 220: Tous ces types lithologiques se retrouvent dans le substratum mésozoïque du massif de la Dent-blanche.

²⁾ Mir scheint eine Hypothese, die im Dolin einen Rest der normalen Sedimentbedeckung des Arollagneis sehen will, noch viel weniger wahrscheinlich als die Deutung als höhere Decke: ist doch am Mt. Dolin der Arollagneis, dem sonst ARGAND mindestens 4—5 km Mächtigkeit gibt (a. a. O., S. 267), nur wenige hundert Meter stark. Der harte Gneis wäre also „weggequetscht“, das weiche Mesozoicum geblieben! (Auch ARGANDS Profilskizze spricht nicht allzusehr für seine Deutung.) Interessant ist, daß das gleiche Argument, das ARGAND gegen SCHMIDTS Matterhornspitzenhypothese anwendet, am Mt. Dolin von mir gegen ARGAND gerichtet wird.

vor, die sich eben nur lediglich an dieser einen Stelle noch notdürftig erhalten hätte und in ihrer Facies dem autochthonen Liegenden zudem völlig gliche! Diese Synkline findet nun aber in ihrer Achsenrichtung keine Fortsetzung: rings um das Tal, aus dem der Hügel des Dolin aufragt, erheben sich die Arollagneisberge. Solche lokal beschränkten Synklinen von so enormer Sprunghöhe, wie sie hier verlangt würde, haben wenig für sich. Meine Auffassung als Erosionsfenster verlangt keine solche lokale tektonische Anomalie, sondern nur eine lokale Erosion. Daß diese an der betreffenden Stelle vorhanden ist, zeigt die Karte: Der Mt. Dolin liegt im Talgrunde (Fig. 7). — Sonst läge auch noch GERLACHS Deutung nahe (a. a. O., S. 136/37): „Wahrscheinlich standen diese Schichten im Zusammenhange mit denen von Evolena und vom Pic d'Arzinol, und es wäre daraus zu schließen, daß einst das ganze Gneisgebiet von ähnlichen Gebilden überlagert gewesen wäre.“ Danach wäre also der Stirnrand der Dentblanche-Decke ein Stück in die Schiefer der Unterlage eingepreßt worden, so daß gleichsam eine Rückfalte des basalen Staurandes sich auf die Deckenstirn gelegt hätte. GERLACHS wie meine Auffassung haben den wichtigen Punkt gemeinsam, daß der heutige Erosions-Nordwestrand der Dentblanche-Decke wenigstens bei Arolla nicht weit von dem ursprünglich tektonischen Stirnrande entfernt liegt. Für das Ausmaß der Gesamterosion ist dies ebenso zu beachten wie für die tektonischen Konsequenzen hinsichtlich des Zusammenhanges mit den Decken der nördlichen Kalkalpen. Morphogenetisch würde ARGANDS Ansicht freilich eine besonders hübsche Illustration für den Einebnungsgrad der einstigen Peneplain geben, doch ziehe ich es hier aus den dargelegten Gründen vor, eine abwartende Haltung einzunehmen.¹⁾

(Eine andere Stelle scheint sich vielleicht besser als Rest einer höheren Teildecke deuten zu lassen. Da Detailkartierungen nicht vorliegen und meine eigenen Begehungen für dieses Gebietstück noch keine Kartenzeichnung gestatten, sei auf GERLACHS Karte und Profile verwiesen: Die Grenze des Glimmertalkschiefers gegen den Arollagneis läßt sich als Front

¹⁾ Im Übrigen möchte ich nochmals ausdrücklich betonen, daß von solchen nebensächlichen Einzelheiten abgesehen ich auf Grund eigener Begehungen und Kartierungen ARGANDS tektonischen Auffassungen völlig zustimme. Wenn ich hier trotzdem mein schematisches Profil (Fig. 6) nach SCHMIDTS Hypothese zeichnete, so geschah dies lediglich aus dem praktischen Grunde, daß dem Leser SCHMIDTS zahlreiche bunte Profile zum Vergleich bequemer zugänglich sind.

eines Deckenstirnrandes deuten, der steil abwärts taucht und in der randparallelen Antikline des Untergrundes den basalen Arollagneis und sogar noch die unter diesem liegenden Jura- und Triasgesteine emporpreßt. Die Analogie mit dem Rande der breccienführenden oberen der beiden Chablais-Decken — z. B. bei St. Jean d'Aulph — liegt auf der Hand und dürfte aus der Nebeneinanderstellung der Profile LUGEONS und GERLACHS sich genügend deutlich ergeben.

b) im Chablais. Die morphogenetische Deutung dieser hypothetischen oberen Wallis-Decke wäre naturgemäß die gleiche wie bei der bewiesenen oberen Decke des Chablais und der Stockhornkette. Deshalb seien die letzteren hier der Analyse zugrunde gelegt, damit der feste Boden der Tatsachen nicht ohne Not verlassen wird. Das Chablais und die Freiburger Voralpen zeigen die Konstanz der Gipfelhöhen in der gleichen Weise wie das Wallis, d. h. unterschiedslos sind Sättel und Mulden, harte Malmkalke und weiche Flyschschiefer an der Bildung von Gipfeln beteiligt, während der Zyklus der Gegenwart diese Konstanz zu zerstören sucht. Obere Decke, untere Decke und Unterlage sind von der gleichen horizontalen Tangentialfläche abgeschnitten worden, die somit in ihrer Anlage jünger ist als der jüngste Deckenschub des Gebietes¹⁾. Vgl. Fig. 11.

Daß auch alle andern Verhältnisse im Chablais denen des Wallis entsprechen, daß subsequeute Tendenzen der Talbildung erst dem gegenwärtigen Zyklus zugehören, der Gipfelhöhe aber fremd waren, soll an anderem Orte gezeigt werden. Hier sei nur kurz je ein Profil durch Chablais (Fig. 11) und Stockhorngebiet besprochen:

Vom Antiklinalgipfel des aus Unterlias aufgebauten Grammont, der mit 2178 m unmittelbar am Südostufer des Genfer Sees aufragt, geht das Profil zu der Doppelsynkline des Chambairy über, die die Oberkreide auf 2300 m hebt (weiter westlich die Cornettes de Bise 2241 m). Der Steilsattel des Col de Vernaz bringt die Trias zur Oberfläche bei 1820 m, die südlich anschließende Synkline trägt auf dem Malmkalk ihrer Schenkel den Pic de Vernaz und den

¹⁾ Diese Feststellung ist wichtig, da mit ihr jeder Anhaltspunkt fortfällt für eine Vermutung, daß etwa eine tektonische Fläche, eine Überschiebungsbasis die Ursache der Gipfelhöhenkonstanz bilden könnte. Übrigens ist keine einzige ebene Schubfläche bekannt, sondern in Appalachen, Säntis, Chablais, Wallis usw. sind alle zu beobachtenden Überschiebungsflächen stark gewellt und verbogen.

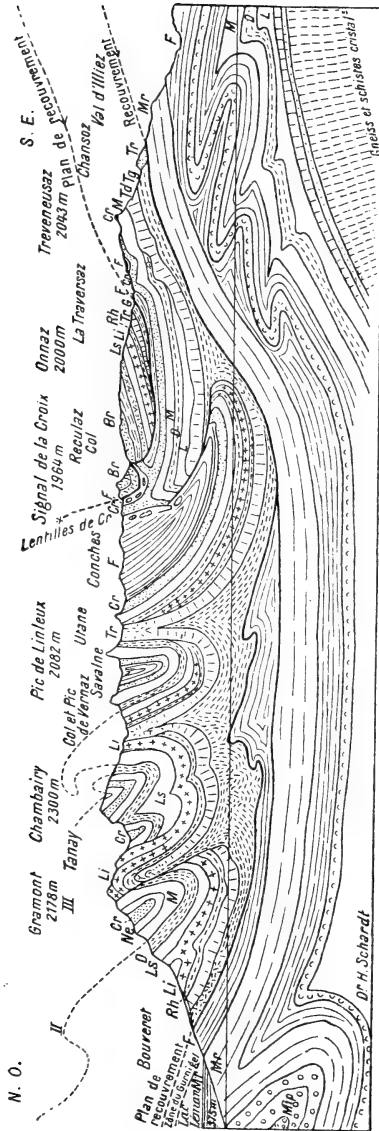


Fig. 11.

Profil des Chablais valaisan (nach H. Schardt, 1909).

Das Profil, welches der Wasserscheide zwischen Rhône und Drance folgt, zeigt sowohl das völlige orographische Zurücktreten der beiden Chablaisdecken, als das Nebeneinandervorkommen von Anti-, Syn- und Isoklinalgipfeln sowie die Beteiligung von Flysch, Malm, Lias, Kreide und Chablais-Brèccie (Malm-Dogger) am Aufbau der noch fast gar nicht zertalten Wasserscheide.

Pic de Linleux 2082 m, zwischen denen der eingepreßte Flyschkern kaum merklich absinkt. In gleicher Höhe hält sich der Col d'Utane, in dem eine steile Antikline die Trias hochbringt. Der Südflügel des Sattels läßt den Malmkalk gleichfalls nur sehr wenig aufragen, und der folgende breite Flyschkern sinkt im Col de Rocon nur auf 1925 m ab. Am Südrande dieses Flysches beginnt die obere oder Brecciendecke, deren Malmdogger im Signal de la Croix auf 1964 m sich hebt. Der unmerklich eingesenkte Col de Reculaz trennt diese erste Scholle von dem größeren Deckenstück, das nordfallend vom Dogger an über Lias, Rhät bis zum Hauptdolomit die ganze Schichtreihe zutage treten läßt und in der Tour de Don 2001 m und der Pte. des Ombrieux 1986 m die Höhe des Flysches im Col de Rocon kaum überragt. Südlich steigt die Schubfläche an und die untere oder „Klippen“-decke taucht auf, wobei die flachgelagerte Oberkreide in den Ptes de Bellevue de Dreveneusaz 2043 m Höhe erreicht. Da dann das junge räuberische Talstück von Morgins bis Troistorrents, dem Flysch der „Zone des Cols“ folgend, das Profil schließt, erscheint jenseits des breiten Val d'Illiez die Zackenkrone der Dents du Midi mit ihren autochthonen Oberkreidefalten in 3260—3180 m etwas unvermittelt, doch die südlich zu gleicher Höhe aufragenden Malmgipfel der Tour Salière 3227 m und des Mt. Ruan 3062 m zeigen auch hier gesetzmäßige Konstanz. Freilich ist hier vermutlich eine nachträgliche posterosive Knickung der einstigen Fläche erfolgt, wobei die südliche Gegend relativ stärker gehoben wurde als die nördliche.

Ein Parallelprofil im Westen, das vom Pas de Morgins an der Landesgrenze folgt, erreicht in der Crête de Gingea 2162 m, und nun folgen — von namenlosen Pässen getrennt — 2061 m — Tête du Géant 2235 m — Bécor 2210 m — Cornebois 2207—2096 m — Pte. de Chésery 2250—2005 m (Pas de Chésery) — Pte. de Mossetaz 2284 m¹⁾ — Gde. Conche 2143 m — Patnaly 2224—2193 m — Pierre 2206 m — Pte. des Fornets 2301—2174 m — Vannez 2136 m — Col de Coux 1924—1992 m. Der Col de Coux entspricht, als Glied der Zone der Cols im Flysch gelegen, somit dem Val d'Illiez (die untere Decke kommt hier nicht zutage). Daß er eine Paßsenke darstellt, verdankt er der Weiche des Flysches und der Einwirkung des laufenden Zyklus; daß er nur so wenig unter die harten

¹⁾ Eine Höhenwanderung von der Pointe de Grange über den Rücken von Bassachaux zur Pte. de Mossetaz (starke Tagestour von Abondance nach Champéry) dürfte als Einführung in die Morphologie des Chablais besonders geeignet sein.

Gesteine der umliegenden Gipfel eingetieft ist, dankt er der an den Wasserscheiden noch wenig zerschnittenen, einst das ganze Gebiet überziehenden Peneplain eines früheren Zyklus. Südlich vom Col de Coux tauchen dann die autochthonen Falten der Dent du Midi-Kette auf.

Das gleiche Bild zeigen die Stockhorn-Alpen. Der antiklinale Triasdolomit (untere Decke) des Rubli 2288 m überragt nur wenig die in eine Mulde eingepreßte und selbst synklinale Jurabreccie der oberen Decke am Videman 2200 m. Der südlich ansteigende Malmschenkel der unteren Decke hebt sich in der Gummfluh auf 2461 m, und nun folgt der lange Flyschzug, der zunächst zwar auf 1888 m im Col de Jable (Analogon der Zone des Cols) absinkt, um dann über Rothorn 2328 m, Witenberghorn 2353 m, Arneschhorn 2101 m, Arnenpaß 1890 m, Arnenhorn 2214 m, 2015 m bis la Palette 2173 m recht eintönig zu bleiben. Dann folgt rasch absinkend Trias und Jura der noch tieferen helvetischen Decke bis zum Flysch der Zone der Cols am Col Pillon 1550 m, worauf das autochthone Oldenhorn (analog zur Gruppe Dents du Midi) unvermittelt auf 3124 m sich hebt.

Auch hier wäre eventuell eine Flexur der alten Landoberfläche anzunehmen, der die Zone des Cols als Scharnier diene. Auch dieser posterosive Vorgang wäre lediglich ein Verstärken bzw. ein posthumes Erneuern präerosiver Tendenzen, denn die Begrenzung der Decken zur Zeit der Peneplain war direkt abhängig von einer erhaltenden Einmuldung der Unterlage. Da die Überschiebungsdecke über den autochthonen Ketten vom tektonischen Typ der Dent du Midi-Diablerets-Oldenhorn fehlt, obwohl sie einst zur Zeit der primär-tektonischen Landschaft hier gelegen haben muß, beweist dies mithin eine der Verebnung vorangehende Herausbildung offener weitgespannter Falten, die nach ihrer Verebnung wieder in gleichem Sinne aufgewölbt wurden und damit die Peneplain verbogen.

Dieser mehrphasige Prozeß scheint in sehr vielen Faltengebirgen die Regel zu sein: im Schweizer Jura hat ihn BRÜCKNER 1903 (a. a. O., S. 477), in der Kaskadenkette (Zentral-Washington) G. O. SMITH und BAILEY WILLIS nachgewiesen (vgl. Prof. Pap. U. S. Geol. Surv. XIX. 1903, Taf. VI; Folio Ellensburg, 86, Geol. Atl. U. S. 1903) ¹⁾. Für das Wallis lassen sich mehrere

²⁾ Für Norwegen hat MACHACEK (a. a. O. 1908, S. 23–37) das gleiche Resultat gewonnen und in drei zeitlich weitgetrennten Aufwölungsphasen „die Konstanz ihrer Hebungsachsen“ festgestellt (S. 35).

Beispiele für diese in den Gesamthalpen anscheinend häufige posthume Tektonik geben: Der posterosiven Hebung der Combin- und Mte. Rosa-Sättel wurde bereits gedacht. Die alte Synklinal des Rhônetales ist bei der definitiven Hebung abermals etwas zurückgeblieben, so daß die Landoberfläche der Gipfelhöhen des Wallis sich in langsamem Absinken hoch über dem glazial übertieften heutigen Rhônetale einmuldet, um in schnellerem Ansteigen die Höhe der Dent du Midi-Wildhorn-Sattellinie zu erreichen. Da diese Rhônetalverbiegungsachse viel breiter, d. h. weiter gespannt ist als die ältere von C. SCHMIDT als tektonische „Narbe“ gedeutete Sedimentsynklinal, in der der heutige Fluß läuft, so wäre zwar die erste Anlage der Rhône tektonisch, nicht subsequent, aber ihre Lokalisierung auf die weichere Sedimentzone innerhalb der Verbiegungsmulde wäre ein subsequenter Vorgang. Daß hier tektonische, d. h. konsequente Talanlage „zufällig“ mit einer subsequenten Richtung zusammenfällt, ist nach dem Gesagten nicht wunderbar.

VI. Die achsenparallelen Zonen der Gipfelhöhen.

So würde also zu erwarten sein, daß, ebenso wie die Gesamtabdachung der Alpen nach Norden und Süden als eine Verbiegung einer einstigen Verebnungsfläche aufzufassen ist, auch untergeordnete lokale Hebungscentra (bzw. Achsen) rings um sich eine allseitig abfallende Böschung in der posterosiven Hebungsphase hervorrufen. Da dies an zahlreichen Beispielen, als deren schönsten das Aarmassiv und vielleicht auch der Montblanc sowie das Mte. Rosa-Massiv genannt werden können, sich tatsächlich erweisen läßt, ergibt sich ganz naturgemäß eine anfangs etwas paradox klingende Folgerung:

Die Zentralmassive verdanken ihr heutige überragende Höhenlage nicht der Härte der in ihnen zutage tretenden Granite, Gneise usw., sondern dieses Zutagetreten älterer Gesteine in ihnen ist die Folge früherer, präerosiver Aufsattelung. Die größere Härte der Kerngesteine dieser Sättel hat sie nicht vor Verebnung schützen können, so daß ihre heutige

Da auch hier Verebnungen zwischengeschaltet sind, ist diese Arbeit ebenso wie die zitierten die Cascade Range behandelnden von besonderem Interesse für das alpine Problem, zumal in ihnen zahlreiche die Methode betreffende Winke enthalten sind. — Übrigens ist auch DILLERS Analyse des Klamath-Gebirges ein Muster morphogenetischer Darstellungsweise.

Höhenlage erst wieder durch eine zweite posthume Auffaltung bewirkt worden ist. Was für die einzelnen Zentralmassive gilt, hat auch Geltung für die Gesamtalpen.

Wenn wir eine Karte konstruieren, in der wir die jeweils höhengleichen Gipfel zahlreicher enggestellter Querprofile unter sich achsenparallel verbinden, so erhalten wir die ungefähren Isohypsen der posterosiven Verbiegung der Alpen. (Vgl. Fig. 12). Auf einer solchen Karte werden naturgemäß im großen zahlreiche Übereinstimmungen mit dem Verlauf der geologischen Grenzen zu beobachten sein, wie sich aus dem oben aufgestellten Gesetz der Zentralmassive¹⁾ ergibt. Aber doch werden die neuen Hebungsachsen („aires de surélévation ranimés“, vgl. E. DE MARTONNE a. a. O. 1909, S. 508) nicht so völlig den älteren Linien folgen, als daß nicht oft genug sich Abweichungen finden müssen. Diese sind somit der graphische Ausdruck der Interferenzen der einzelnen Aufwölbungsphasen, nicht aber spiegeln sie die Intensität der letzten Aufbiegung. Solche Beziehungen älterer und jüngerer Verbiegungen zu einander sind umso interessanter, als bisher unsere Kenntnis epeirogenetischer Vorgänge noch recht gering ist. In unserem Gebiete treten neben den Interferenzen der Bewegungen verschiedenen Alters auch solche verschiedener Richtung auf. Fast scheint es, als sei seine Lage am Scheitel des Winkels zwischen der ostwestlichen Richtung der Ostalpen und der nordsüdlichen der Westalpen daran schuld, daß bald die eine, bald die andere Tendenz sich stärker fühlbar machte. So nimmt die letzte, mehr „Ostalpine“ Aufwölbung z. B. noch deutlich Rücksicht auf die ältere Transversalrichtung, die zwischen Montblanc und Gd. Combin die Ferretmulde schuf. Andererseits wird die alte Senke der Ofenhorndecke ebensowenig berücksichtigt, wie die alte Hebungszone der Aigs-Rouges. Ein vorzügliches Beispiel bietet sich auch dort dar, wo die transversale Senke der präerosiven Zinalmulde von der posterosiven Längsantikline der Aarmassivachse rechtwinklig geschnitten wird. Wenn man den Ostrand dieser Zinalsenke am Zermatter Tal mit dem Ostende der

¹⁾ Dieses Gesetz gilt in gleicher Art und Schärfe für die Mittelgebirgshorste: Harz, Riesengebirge, Böhmerwald, Rheinische Masse waren im Alttertiär völlig verebnet, d. h. ihre härteren Gesteine überragten das umliegende weichere Land nicht nennenswert. Erst eine posterosive Phase schuf die heutigen Verhältnisse und belebte die subsequenten Tendenzen. Für die Umkehrung vergleiche das Rhönetal! Für weitere Beispiele siehe v. STAFF und RASSMUSS. a. a. O. S. 379–80.

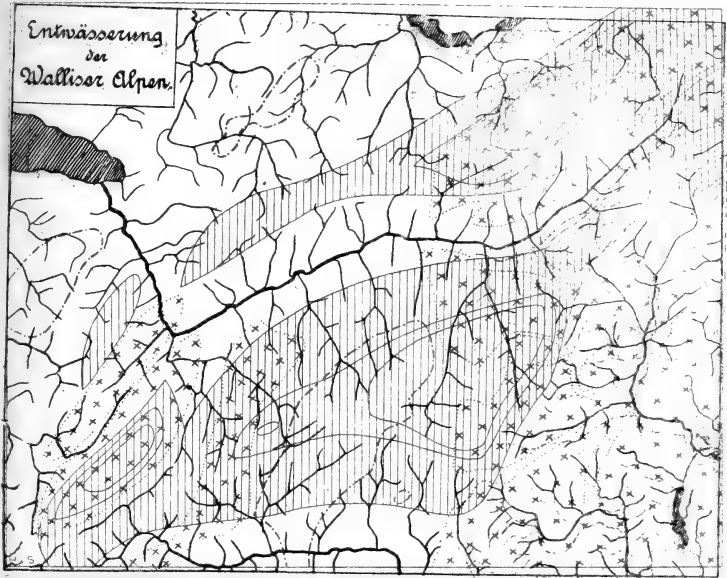


Fig. 12.

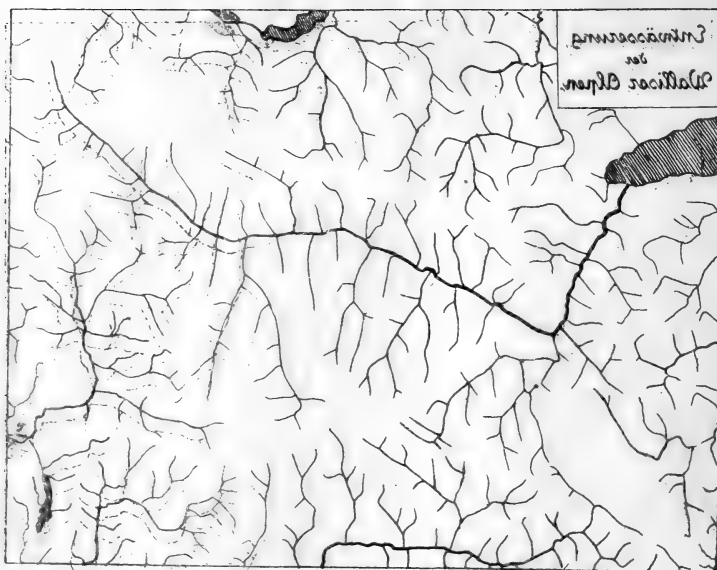


Fig. 12.

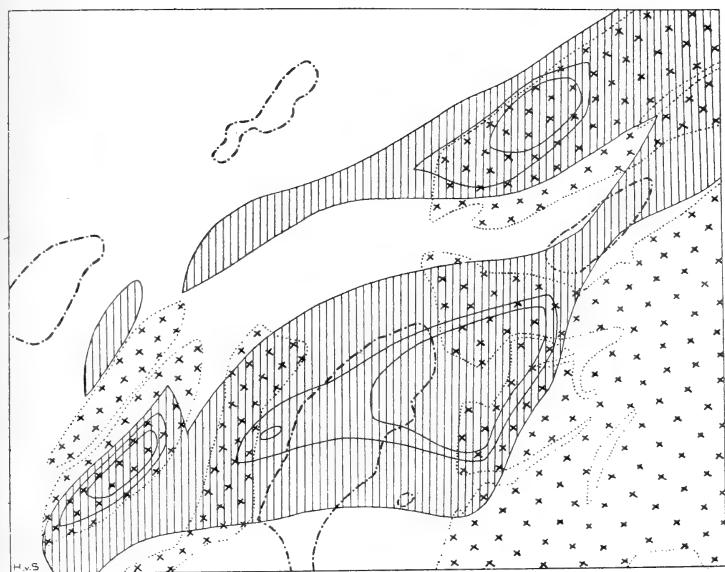


Fig. 12. (Deckblatt).

Entwässerung der Walliser Alpen.

Fig. 13.

Tektonisch-morphogenetische Kartenskizze
der Walliser Alpen.

- · — · — Begrenzungen der Überschiebungsdecken im Chablais, in den Freiburger Voralpen, in der Ofenhorngruppe und im Gebiet der Dentblanche und des Mt. Pillonet.
- } Grenzen und Areal der präkarbonen krystallinen Gesteine (mit
- ×××× } Ausnahme der auf Mesozoikum schwimmenden Dentblanchedecke).
- Ungefährer Verlauf der posterosiven Isanabasen, den heutigen Isohypsen von 3000, 3600 und 4000 m entsprechend.
- ||||| Areal der über 3000 m aufragenden Rücken.

Weiß gelassen wurde das Areal der postmittelkarbonen Sedimente mit den auf ihnen durch Überschiebung aufgelagerten krystallinen Decken. Zur Vereinfachung der Darstellung sind die tieferen penninischen Decken Argands nicht eingezeichnet.

Die Karte zeigt deutlich die Abhängigkeit der Hauptflüsse von der posterosiven epirogenetischen Tektonik und das morphologische Zurücktreten des Einflusses der präerosiven Zusammenschiebungen.

Freiburger exotischen Decken am Thuner See verbindet, so läuft diese Linie entlang an dem Untertauchen des kristallinen Grundgebirges des Berner Oberlandes unter die Sedimentdecke des Zuges von der Gemmi über den Wildstrubel zu den Dents du Midi. Dieser Zug besteht aus den verschiedensten Gesteinen: Jura, Kreide und Eocän sind in reichem Wechsel beteiligt. Die Lagerung ist überaus verwickelt. Die von LUGEON kartierten Teildecken der Dent de Morcles, des Gd. Moeveran, der Diablerets, des Mt. Gond und des Wildstrubel treten nacheinander gipfelbildend auf. In keiner Weise verrät sich hier die alte Mulde: alle tektonisch und stratigraphisch so verschiedenen Gipfel haben die gleiche Höhe, und zwar in fast völliger Übereinstimmung. Von der Gemmi folgen die zahlreichen Gipfel der Wildstrubelgruppe, die fast noch Flächencharakter zeigt (Plaine morte): Großstrubel 3258 m, Weststrubel 3251, Schneehorn 3185 seien genannt. Jenseits des Rawylpases folgt westlich die Wildhorngruppe (auch hier bei les Audannes anscheinend Flächenreste?): Wildhorn 3264; alsdann westlich des Sanetschpases die Diablerets: Oldenhorn 3124, Diableret 3246 bis 3217. Der Zug vom Haut de Cry 2951 zum Gd. Moeveran 3061 folgt und setzt sich zur Dt. de Morcles 2980 fort. Jenseits des Rhônetales steigen die Dents du Midi 3260 m auf, im Süden folgt Tour Salière 3222 und Mt. Ruan 3047 und die Kette der Tenneverge 2990 bis zum Buet 3109 m.

Dieser einheitlichen Zone ist nördlich (durch eine mehr oder weniger markierte Flexur, die durch die subsequente Senke der Zone des Cols überdies verschleiert wird, abgetrennt) eine zweite vorgelagert, die, gleich unbekümmert um die Struktur, die Gipfel von ca. 2400—2500 m enthält. Vom Niesen am Thuner See 2367 über die Spielgerten 2479, Giffhorn 2543, Gummfluh 2461, Tarent 2531, Tour d'Ai 2334 setzt diese Zone über die Rhône weg ins Chablais, wo ihr etwa Pte. de Grange 2438 und Hautforts 2471 entsprechen. Eine weitere Zone von ca. 2200 m beginnt am Thuner See in der Stockhornkette 2192, um über Schafberg 2224 etwa zur Kette der Vanils und den Rochers de Naye oberhalb von Montreux zu verlaufen. — Der heterogene Charakter dieser Gipfelreihen bei nahezu gleicher Höhe ist auffällig genug, um das Vorliegen ausgeprägter achsenparalleler Zonen der Gipfelhöhen zu erweisen. Für das Wallis wurde dieser Beweis zuvor bereits für die beiden Talflanken des Corbassièregletschers gegeben. Auch der Vergleich der Höhenabnahme der Seitengräte des Zermatter Tales ist beweisend.

Eine Gipfelhöhenisohypsen-Karte der beschriebenen Art würde zwar den Sinn der Hebung in den einzelnen Gebieten recht gut ausdrücken, aber doch deren absoluten Betrag deshalb nicht exakt angeben, da in ihr ja das gesamte Restrelief der vor der Verbiegung eingetretenen Verebnung mit enthalten wäre. Dieses Restrelief läßt sich nur sehr annähernd abschätzen. Was wir darüber wissen, läßt sich lediglich aus der Indifferenz der Gipfelhöhen der Talrichtungen und der Hauptwasserscheide ablesen und ergibt, daß in allen weicheren Gesteinen (als härter erwies sich z. B. der Arollagneis) subsequeute Zonen von der Erosion und Denudation nicht bevorzugt wurden, daß also die reichlich spätreife Landoberfläche dem Denudationsniveau bereits ziemlich genähert war.

Die alte Hauptwasserscheide unserer Penninischen Alpen stellte auf der damaligen Peneplain demnach die basisfernste Zentralzone dar. Bei den für eine wohlentwickelte Peneplain üblichen Böschungswinkeln wäre für die einstige Höhe der Wasserscheide gemäß ihrer Basisentfernung kein allzu hoher Betrag anzusetzen. Der ca. 200 km lange Querschnitt durch die Westalpen vom Rhônetal bei Lyon bis in die Poebene trifft beiderseits am Alpenfuß marines Pliocän. Wenn mithin zur Zeit dieser Meeresstände die Verebnung bestand, so wäre die zentrale Wasserscheidenhöhe mit 8—1000 m wohl bereits fast etwas überschätzt, da sie einem Durchschnittsgefälle von 8—10‰ entspräche. Überall dort, wo wir demnach eine stärkere Abdachung in den Alpen für die heutige Gipfeltangentialfläche finden, haben wir spätere Verbiegungen anzunehmen. Ebenso gilt dies für gelegentlich auftretendes Gegenfälle, wie z. B. den Nordflügel der Walliser Rhônetalsenke.

Was also zuvor für die Seitengrate des Corbassière-gletschers gesagt wurde, begriff zwar, wie die rasche Höhenabnahme ergibt, die alte Abdachung und die spätere Verbiegung gemeinsam, hat aber trotzdem volle Gültigkeit, da diese Verbiegung ihre Maximalhebungsachse offenbar fast genau an der Stelle der alten Wasserscheide gehabt hat. Wenn wir das Aostatal¹⁾ als Parallelsenke des Rhônetales ansehen, würde (gleichmäßige Wölbung vorausgesetzt) die Hebungsachse ein klein wenig nördlicher fallen, doch da das Beispiel des Aar-massivs uns nach Analogie auf eine asymmetrische, nach

¹⁾ Vgl. auch die Darstellung bei ARGAND, Rev. de Géogr. ann. III 1909, S. 381—391. Die Senkung, die nach diesem besten Kenner der Tektonik dieses Gebietes in so auffälliger Weise mit der Talrichtung übereinstimmt, wäre nach meiner Ansicht evtl. in eine prä- und eine post-erosive Einmuldungsphase zu zerlegen.

Süden steiler abfallende Aufwölbung hinweist, zudem auch noch transversale Achsen interferieren dürften, mag diese Frage offen bleiben. (Vgl. auch das Veltlin, Grésivaudan usw. sowie S. 41, 49, 63.)

Auch der Sedimentcharakter des älteren Pliocäns am westlichen wie südlichen Alpenrande ist für ein sehr geringes Relief des peneplainisierten Ursprungsgebietes beweisend (vgl. für diese Frage BRAUN a. a. O. S. 9—11), während zur jüngeren Pliocän- bzw. Präglazialzeit sich in großer Ausdehnung grobe Schottermassen anhäuften (z. B. Plateau von Chambaran und „älteste Decken schotter“), was für eine Neubelebung der Erosion durch epirogenetische Hebung spricht, die bereits vor dem Einsetzen der Vereisung erfolgte.

B. Die Morphogenie der Walliser Alpen im Vergleich mit der anderer Gebiete.

I. Wallis.

Es ist nun zunächst notwendig, die Ergebnisse der Untersuchungen der einzelnen Formelemente der Walliser Landschaft zusammenzusetzen, um festzustellen, ob die unabhängig voneinander gewonnenen Anschauungen sich zu einem einheitlichen Gesamtbilde zusammenfügen:

Die Betrachtung der Gipfelhöhenkonstanz wie der Talrichtungen ergab, daß beide in völlig entsprechender Weise weder die Gesteinshärte noch die ursprüngliche tektonische Initiallandschaft berücksichtigen, und daß beide im heutigen Zyklus weder entstanden sein können noch in ihm sich dauernd zu erhalten vermögen. Somit wurde die Annahme einer fast völlig niedergeschliffenen, dem Denudationsniveau genäherten ehemaligen Peneplain notwendig, die in präglazialer Zeit gehoben wurde, wodurch die Belebung der Erosion ihre Reste mehr und mehr zum Verschwinden brachte, indem subsequente Tendenzen sowohl in der Entwässerung als in der Zerschneidung der einzelnen Grate sich zunehmend bemerkbar machen. Da die jüngsten Decken von der Verebnung gleichfalls betroffen worden sind, so bleibt also für die Dauer des Peneplainisierungsvorganges nur der Abschnitt zwischen dem jüngsten Deckenschub und der präglazialen Hebung. Diese Hebung erreichte im Wallis einen höchst ansehnlichen Betrag, der auf mehrere 1000 m (z. T. mindestens 4000 m) zu beziffern ist. Das zonenweise Abklingen der Gipfelhöhen nach

Norden und Süden zeigt demnach, daß nicht nur eine Hebung, sondern auch eine Verbiegung der alten Peneplain stattfand. Einige Unregelmäßigkeiten der Gipfelhöhenfläche deuten an, daß diese Verbiegung im wesentlichen früheren tektonischen Differenzierungen von neuem morphologischen Ausdruck verlieh, wenn auch die neuen Faltenwellen ganz wesentlich weiter und flacher gespannt sind.

Mit diesem Gesamtüberblick über die Landschaftsentwicklung der Walliser Alpen stehen alle in den vorangehenden Abschnitten analysierten Formelemente völlig im Einklang und finden in ihm eine naturgemäße Erklärung. Ehe wir aber die hier skizzierte Entwicklung als die wirkliche Geschichte unseres Gebietes hinstellen wagen dürfen, ist noch zweierlei nötig: Einmal muß die morphologische Einheitlichkeit und damit innere Möglichkeit unserer Synthese dadurch prinzipiell bewiesen werden, daß in einer Reihe anderer gut durchforschter Gebiete ein gleicher Formenschatz mit gleicher Entstehungsgeschichte aufgezeigt wird; und zweitens muß die Anwendung einer dergestalt im allgemeinen durch Analogie gestützten Auffassung auf die Walliser Alpen im besonderen dadurch als erlaubt nachgewiesen werden, daß der Beweis erbracht wird, daß die Gesamtalpen in ihren wesentlichen Zügen gleichfalls diesem Gesamtbilde sich einfügen.

II. Cascade Range, Jura.

Die erste dieser Forderungen ist sehr leicht zu erfüllen. Bis in die Einzelheiten hinein läßt sich das Bild der Walliser Alpen in der Morphogenie der Cascade Range¹⁾ wiederfinden,

¹⁾ Wenn auch „die Kordillere Südamerikas“ noch nicht als gut durchforscht gelten kann, so sei hier doch des Zusammenhanges wegen betont, daß STEINMANN (a. a. O. 1910, S. 30, 34, 35) deren „Hauptfaltung zur älteren oder mittleren Tertiärzeit“ ansetzt. „Die Anzeichen alter Fastebenen in bedeutenden Höhen des Gebirges (3000—4000 m) gestatten aber den Schluß, daß die spätere Form des Hochgebirges noch nicht vorhanden war und dieses erst durch eine beträchtliche regionale Hebung, etwa zu Beginn des Jungtertiärs, entstand.“ — „Die Hebung ist bis in die jüngste Zeit ungleichmäßig gewesen, und Seitendruck und Faltung haben ihren Anteil daran gehabt.“ Obwohl genauere Datierung der Phasen noch unmöglich ist, dürfte als gesichert gelten können, daß auch in der Kordillere zwischen Hauptfaltung und differentieller Hebung zur heutigen Höhe eine Verebbungsphase sich zwischenschaltete, die eine Peneplain entstehen ließ. Weitere analoge Fälle aus California, Rocky Mts., Bighorn Mts. usw. hier anzuführen, fehlt der Raum; darum sei hier kurz auf die Veröffentlichungen der U. S. Geol. Survey verwiesen. Für die drei Erosionszyklen der Südkarpaten vgl. E. DE MARTONNES vorzügliches Werk (a. a. O. 1907). Auch für den Tienschan liegen bereits zahlreiche

wie sie von RUSSEL, G. O. SMITH und BAILEY WILLIS geschildert worden ist. Dort ist als ältestes Stadium (Methow stage) nachweisbar „a peneplain with monadnocks“, und das Alters des Beginnes dieser Verebnung (die spätmiocäne Schichten in Mitleidenschaft zieht und nahezu völlig durchgeführt war) ist als postmiocän anzusetzen. Das zweite Stadium ist durch eine Hebung von 600—800 m (2000—2500 ft) eingeleitet und hat nach Beendigung der Tiefenerosion die Täler auf über 10 km Breite durch Lateralerosion gebracht, ohne daß bereits die ältere höhere Fläche mit ihren vereinzeltten Härtlingen unkenntlich geworden ist. Der Beginn dieses zweiten Zyklus (Entiat stage) ist an das Ende des Pliocäns zu verlegen, denn „the very long time required to accomplish such extensive and uniform leveling (nämlich die Methow-Peneplain) appears reasoonably to occupy most of the Pliocene and to bring the date of the next stage near the close of that epoch“.

Das dritte Stadium der Kaskadenkette (Twisp stage) beginnt mit erneuter Hebung von etwa 1300 m (4000 ft) und hat vor dem Beginn des quartären Gletschervorstoßes in die Täler bereits Canons eingetieft, die in den Hauptflüssen und damit auch am Unterlauf der Nebenflüsse die maximale Tiefenerosion schon vollendet haben. Der Gletschervorstoß füllt mit Eis und Moränenmaterial diese präglazialen Täler des Twisp-Stadiums auf (Chelan stage). Das abschmelzende Eis hinterläßt gewaltige Schottermassen in den Tälern, deren Wiederaustiefung usw. die Aufgabe der Gegenwart (Stehekin stage) ist.

Für das Wallis wichtig ist in dieser Übersicht, daß BAILEY WILLIS eine Zeitspanne, die noch nicht einmal das ganze Pliocän umfaßt, für ausreichend hält, in Gebirgen aus Gneis, Granit, Basalt usw. eine nahezu vollkommene Peneplain herzustellen. Diese Feststellung ist um so bemerkenswerter, als durch sie MACHACEKS offenbar wohl nur auf mangelnder Kenntnis amerikanischer Literatur beruhende Anzweiflung (a. a. O. 1905, S. 64) von BRÜCKNERS Ergebnissen im Schweizer Jura ziemlich hinfällig wird. BRÜCKNER hatte im Jahre 1903, in dem auch SMITH und BAILEY WILLIS ihre Arbeiten über die Cascade Range veröffentlichten, für den Schweizer Jura ein völlig entsprechendes Ergebnis ausgesprochen: „Die erste Faltung erfolgte nach Schluß der Miocänzeit, denn die Schichten des Obermiocän sind mitgefaltet. Jünger ist die

einschlägige Beobachtungen vor: hier sei nur auf MERZBACHERS vorzüglich instruktive Photographie Taf. 37 in Heft 5, Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde Berlin, 1910 hingewiesen.

Entstehung der Abtragungsfläche, denn sie durchsetzt diese Falten. Andererseits hatte der Jura unmittelbar vor Beginn der Quartär-Periode schon seine heutige (Höhen-) Lage. Sonach fällt sowohl die Abtragung des Jura als seine zweite Dislokation in die Pliocänzeit.“ Dieses Resultat, das ich nach meinen eigenen Beobachtungen in jedem Worte unterschreiben möchte, wurde von MACHACEK abgelehnt, weil der zur Verfügung stehende Zeitraum für „die Abtragung von mindestens 500 m mächtigen Schichten“ nicht genüge: „In den nordamerikanischen Appalachien z. B. genügte die Zeit vom Schlusse der Kreide bis zum Pliocän noch nicht, um ein mäßig hohes Mittelgebirge einzuebnen.“ MACHACEK verfiel hier in den gleichen Irrtum, den FRECH (a. a. O. 1909, S. 26) in dem Böhmerwald beging, und dessen Widerlegung ich in einer früheren Arbeit bereits in die Worte faßte: „Nicht die absolute Länge des Zeitraumes der Gesamtdenudation, sondern das Stadium innerhalb des laufenden Zyklus ist maßgebend für den Formenschatz.“ In den Appalachien ist nämlich erstens ein cretacischer Zyklus so völlig zum Abschluß gekommen, daß nur äußerst wenig Reste von Monadnocks auf dieser spät-cretacischen (Cumberland-) Peneplain erhalten geblieben sind. Dann setzte sowohl das Alttertiär als das Neogen mit je einer Hebung ein, und beide so erneute Zyklen haben eine wohl entwickelte Peneplain geschaffen. Diese drei Peneplains sind ineinander, infolge der beiden tertiären Hebungen, derart eingeschachtelt, daß jeweils auf der jüngeren die Reste der älteren als Monadnocks stehen geblieben sind. Somit ist MACHACEKS Versuch, die Appalachien als Kronzeugen gegen die Juramorphogenie aufzurufen, als verfehlt anzusehen¹⁾. Wie schnell Verebnungen auch in harten Gesteinen tatsächlich vor sich gehen können, beweist u. a. in Deutschland ja genugsam die Entstehung des oberen Troges im Rheintal, wie sie DAVIS (a. a. O. 1898, S. 191) als erster darstellte²⁾.

¹⁾ Vgl. die Darstellungen von HAYES, CAMPBELL, JOHNSON u. a.!

²⁾ Nach MORDZIOL (a. a. O. 1910, S. 15, 16) wurde eine nahezu greisenhafte Peneplain „gegen Ende der Untermiocänzeit“ gehoben, und „bereits zur Pliocänzeit waren die entstandenen Höhenunterschiede zum größten Teil wieder ausgeglichen und eine ähnliche peneplainartige Gestaltung des Rheinischen Schiefergebirges erreicht, wenn auch in schwächerem Maße wie zur Untermiocänzeit“. Also ein Teil der Miocänperiode genügt zu erheblichen Verebnungen! — Auch im letzten Abschnitte des Miocän war nach DILLER in der Coast Rge. nach einer bereits toward the close of the miocene erfolgten Hebungs- und Dislokationsperiode (Post-Klamath faulting) noch Zeit genug für ¹⁾ completion of the Bellspring peneplain; ²⁾ den Post-Bellspring uplift; ³⁾ die

Im Kaskadengebirge wie im Jura finden sich die denkbar schönsten Beispiele von Flüssen, die von der Verebnungsfläche übernommen und bei der posterosiven Hebung eingetieft wurden. Diese Täler nehmen naturgemäß keinerlei Rücksicht auf die Struktur, und die Härte der Gesteine äußert sich gleichfalls erst im laufenden Zyklus: Yakima River (SMITH: a. a. O., Taf. VI) zwischen North Yakima und Ellensburg ist ein völliges Analogon etwa zu der klusenreichen Birs des Jura.

Daß hier so energisch die Möglichkeit kurzfristiger Verebnungen betont wird, hat seinen Grund darin, daß wir sie zwar für das Wallis, in dem jüngere Schichten als Jura nicht bekannt sind, weniger benötigen, dafür aber die Morphogenie des Chablais anders nicht erklärbar ist.

Denn für die letzten Deckenschübe des Nordschweizer Alpenrandes dürfte es evtl. notwendig sein, ein postmiocänes Alter¹⁾ anzunehmen. — Ob man nun ARN. HEIMS Gedanken-
gängen (a. a. O. 1906, S. 460) folgen und den Säntis „im älteren Mittelplicän“ an Ort und Stelle anlangen lassen will, oder ob man bereits im untersten Pliocän das Deckenphänomen abgeschlossen sein läßt, immer bleibt wohl für Verebnungsvorgänge vor der letzten, posterosiven Hebung nur ein Teil des Pliocäns übrig. Daß dieser Zeitabschnitt im Chablais und den Freiburger Alpen die gleichen Wirkungen hervorbringen konnte wie im so nahe gelegenen Jura, dürfte wahrscheinlich genug sein. Parallelisieren wir die einzelnen Stadien der betrachteten Gebiete, so erhalten wir also folgendes Schema (siehe S. 59).

Zu dieser rein schematisch gehaltenen Tabelle ist zu bemerken, daß das genaue Datum des Schubes der Dentblanche-Decke nicht näher bestimmbar (also willkürlich eingetragen) ist. Nach C. SCHMIDT hat sie eine andere weit südlicher gelegene Wurzelzone als die nördlichen Schweizerdecken. Sie kann demnach ebensowohl gleichalt als ev. auch wesentlich höheren Alters sein. Nichts hindert uns bisher, ihre Ankunft

Ausbildung der Sherwood-peneplain; ⁴⁾ den Post-Sherwooduplift; ⁵⁾ die Entstehung breiter Täler des Garberville-Stadiums; ⁶⁾ die Senkung der Post-Garberville subsidence und ⁷⁾ den Absatz von brackischen Sedimenten mit einer „warranted“ obermiocänen Flora des Hyampom-Hayfork-Stadiums! (a. a. O. 1902, S. 11, 12 und 42, 43.)

¹⁾ Zur Zeit, als noch „die Überschiebung des vindelicischen Gebirges nach Süden über den Nordrand des helvetischen Gebirges“ für möglich gehalten wurde, setzte C. SCHMIDT diese „zu Ende der Eocän- resp. Oligocänzeit“ (Livret Guide, S. 123), während er die „Glarner Doppelfalte“, nach heutigem Wissen also auch eine Überschiebung, der „nachmiocänen Alpenerhebung“ zurechnet (S. 124).

Ungefähre Horizontierung	Cascade Range	Jura	Ostschweizer Decken- gebiet	Chablais	Wallis
Gegenwart- Postglazial	Fluviatile Umwand- lung der glazialen Residullandschaft (Stehekin-stage)	Fortstreiten der fluviatilen Zertalung, nur lokal und zeit- weise unterbrochen durch Invasionen des alpinen Eises	Wiederaustiefen der spätglazial verschütteten Täler durch fluviale Erosion; Gorges de Raccordement; Riegeldurch- schneidung; moränale Talepigenie; Auffüllung und Ab- zapfung der Seen usw.		
Glazial	Talverschüttung, Seebildung usw. Vordringen des Eises und Ausbildung des typischen glazialen Formenschatzes (Chelan-stadium) Fluviatile Cañon- bildung des Twisp- Stadiums		Talverschüttung durch Rückzugsmoränen, Bergstürze, Schuttkegel sowie Wasser (Seebildung)		
			Erosion der Täler in mehreren Epizyklen durch Wasser und Eis; Übertiefen der Haupttäler usw., fortdauernde diffe- rentielle Hebung		
Präglazial- Oberstpliocän	Bildung der „Entiat- plain“	Randliches Ein- schneiden der prä- glazialen Rumpf- fläche	Präglazial-glaziale III. Hebung und Verbiegung		
	„Methow-plain“	Posterosive II. Hebung und Verbiegung des Oberpliocäns	Bildung der reifen präglazialen Talandschaft		
Unter- pliocän- Oberstmiocän	I. Hebung und sogenannte „Post- miocäne Faltung“	„Pliocäne Rumpf- fläche“	Gipfelhöhenpeneplain		
			Präerosive Einsenkung der Deckenmulden und I. Hebung der Zentralmassive		
			Ankunft der Decken		
			Beginnende Erosion des Molassegebirges		
			Molasse-Faltung		
Obermiocän	Ellensburg-For- mation	Öhninger-Molasse	Ankunft der Dent- blanche-Decke		

im Wallis etwa im Miocän anzunehmen. Nach LUGEON, ARGAND usw. würde sie freilich wohl evtl. die jüngste aller Westalpendeckensein, also ebenso wie die Säntisdecke etwa ins unterste Pliocän zu setzen sein. Da das jüngste Gestein der Unterlage, welches somit mechanisch dem Flysch des Nordrandes entspricht, jurassischer Glanzschiefer ist, wird die Altersfrage wohl erst durch Fixierung des Zeitpunktes der frühesten Verebnung des Wurzelgebietes der Ivreazone lösbar sein; tektonische Probleme sind ja überhaupt vielfach morphogenetischer Behandlung zugänglich.

III. Ostschweiz, Dauphiné.

Somit ist die prinzipielle innere Möglichkeit unserer im Wallis gewonnenen Anschauung durch eine Reihe von Beispielen genugsam dargetan, und es wäre noch der Nachweis zu erbringen, daß die wichtigsten morphologischen Züge des Wallis auch in den anderen Teilen der Alpen sich wiederfinden und in gleicher Weise gedeutet werden können. Diesen Nachweis im einzelnen zu führen, würde hier zu viel Raum einnehmen, so daß nur einige wichtige Gebiete kurz berührt werden sollen. Die oben angeführten Worte HEIMS zeigen schon genugsam, wie allgemein verbreitet in den Schweizer Alpen die Züge sind, die eine pliocäne Verebnung und darauffolgende voreiszeitliche Hebung und beginnende Zertalung zu ihrer Erklärung verlangen. Nur als antezedent können ja z. B. auch die Täler der Aare und Reuß betrachtet werden. Nur als jung, d. h. posterosiv dagegen ist das Vorderrheintal aufzufassen, das so viel Analogien zu dem oberen Rhône-tal bietet. Biegt doch z. B. von dem so gipfelhöhengleichen Massiv des St. Gotthard die alte Hauptwasserscheide ebenso nach Südosten (über die Rheinwald- und Tambohorngruppe zum Disgrazia-Berninamassiv), wie es im Südwesten (über das Ofenhorn und die Walliser Grenzkette zum Montblanc) geschieht (vgl. die Lage der Firnfelder der eidgen. Schulkarte 1:200000 sowie die oberitalischen Seen!). Splügen, St. Bernardino und Lukmanier sind ebenso subsequeute Pässe als Theodulpaß, Fenêtre de Balme, Großer St. Bernhard und Col Ferret. Die Rheintäler von Oberhalbstein-Lenzerheide sowie von Avers-Schams sind genau so lang im Gegensatz zu den kurzen Bächen der Südseite der Windgällen-Tödi-Segneskette, als es die Walliser Täler sind gegenüber der Südhangentwässerung des Diablerets-Wildhorn-Gemmi-Zuges. Und dabei sind die dem Rhône-tal abwärts von Martigny nächsten Walliser Täler von Ferret,

Entremont und Bagnes ebenso ihr zugeneigt, als es Lenzer-, Hinterrhein- und Safiental zu dem Rheintal von Ragaz sind, während die oberen Bündner wie Walliser Täler seltsam steil und kompromißlos gegen die Rhône-Rhein-Furche anstoßen. Es ist nicht sicher, ob diese einst vor der verbiegenden Hebung der Peneplain nach Norden zu ebenso über die Achse des Aarmassivs flossen, wie es Aare und Reuß noch heute tun, da sie weniger gestört wurden von der Rhein-Rhône-Synkline, welche hier — zwischen der Gotthard-Basodino-Achse ¹⁾ und der Damma-Oberalpstock-Linie eingengt — nur wenig oder gar nicht sich vertiefte. Aber wenn auch der Kunkelpaß ²⁾ nach HEIM für den Hinterrhein das jugendliche Alter der subsequenten Abzäpfung erweist, liegt noch keine ebenso sichere Erklärung der Pässe von Sanetsch, Rawyl, Gemmi, Grimsel sowie Felli, Krüzli, Sandalp, Kisten, Panix und Segnes vor.

Für die Zeitbestimmung ist wichtig, daß die Schluchten der Reuß und Aare ein Gebiet durchfließen, das von der Decke überschritten wurde, deren Reste als Giswyler Stöcke, Stanserhorn und Mythen vorliegen. Diese Decke ist ident mit der unteren (Klippen-) Decke des Chablais und der Freiburger Alpen. Die Verebnung konnte erst nach dem Deckenschub eintreten und wohl erst mit ihr die Flüsse ihre indifferente Richtung erhalten. Somit ist die obere Reuß und Aare erst im Pliocän angelegt, was zwar LUGEONS Ansicht von ihrem miocänen Alter (a. a. O. 1897, S. 13) widerspricht, aber wohl erklärt, warum „en Suisse les dépôts de poudingues ne coïncident plus exactement avec les points de sortie des vallées transversales“ (a. a. O. 1901, S. 314). Wie LUGEON hier sehr richtig bemerkt, hat der Deckenschub und die Faltung „boulversé l'hydrographie miocène“. Die einzige Gegend der Westalpen, deren Flußsystem bisher Gegenstand genetischer Studien war, muß um so mehr hier herangezogen werden, als diese Untersuchungen von einem Forscher ausgingen, der zugleich ein vorzüglicher Kenner der Tektonik war und umfangreiche geologische Kartierungen daselbst durchgeführt hatte.

¹⁾ Diese beiden Massive gehören tektonisch zusammen: ihre heutige Trennung verdanken sie der Subsequenzzone, die vom St. Giacomo- und Nufenen-Paß durchs Bedrettal über Airolo einerseits ins Valle Leventino bis zu dessen Beugung bei Faïdo, andererseits ins Val Piora und über den Lukmanier ins Val di Campo zieht.

²⁾ Calanda, Stätzerhorn und Catogne entsprechen sich morphogenetisch ebenso wie Kunkels, Lenzerheide und Champex, Domleschg, Oberhalbstein und oberes Entremont, Reichenau, Tiefenkaastel und Orsières.

LUGEON kommt zu dem Schlusse, daß die Täler der französischen Alpen im Dauphiné und in Savoyen völlig indifferenten Charakter zeigen: „aucune vallée qui soit en harmonie avec le plissement“. Und er fährt fort (a. a. O. 1901, S. 409): „Die Gesamtheit der Tatsachen führt uns zu dem Schluß, daß die Täler der Schubdecken angelegt wurden auf einer jetzt völlig verschwundenen Oberfläche zur Zeit, als noch enorme Flyschmengen auf den Decken lagen. So wären die Täler also epigenetischer Natur. Die Indifferenz, die z. B. der Giffre zeigt, der seine Richtung allen Änderungen der Schichtstellung zum Trotz beibehält, beweist uns, daß die heute sichtbaren tektonischen Verhältnisse sich an der Oberfläche nicht fühlbar machten, als der Fluß seinen Weg zum Außenrand einschlug.“ Es ist interessant zu sehen, daß LUGEON in seinem Gebiete zu genau dem gleichen Schlusse gedrängt wird, daß eine heute zerstörte Abdachungsfläche die Flußläufe bestimmt habe, ohne aber die gleiche Konsequenz zu ziehen. Seiner Epigenie stelle ich die Antezedenz entgegen, da die Annahme einer gewaltigen Flyschbedeckung im Wallis nicht zulässig ist und somit LUGEONS Erklärung hier versagt. Daß LUGEON überhaupt eine so gezwungene Erklärung annehmen konnte, erklärt sich wohl aus dem Umstande, daß die Peneplaintheorie zur Zeit seiner Untersuchungen noch wenig in Europa bekannt war. So zog er denn auch die übrigen morphologischen Elemente der Gegend, obwohl er sie genau kannte und klar beschrieb, nicht gleichfalls zu einem Gesamtbilde heran, das alsdann ihm sicherlich durch Epigenie nicht erklärbar erschienen wäre. So berichtet er (a. a. O. 1901, S. 306) vom Massiv des Genevois (beiderseits vom Lac d'Annecy): „Die höchsten Gipfel, die ihr Urgongewölbe intakt behalten haben, bleiben unterhalb von 2400 m (Tournette 2357 m, Bargy 2305 m, Sambuy 2203 m). Die höheren Urgonauftragungen sind alle“ (wahrscheinlich gegen oder nach Ende des Mittelpliocäns, vgl. S. 311!) „abgetragen worden: so sieht man denn an der Stelle aller Antiklinen, die gegen 2500 m und mehr erreichen sollten, tiefe Antiklinaltäler.“ Diese Gipfelhöhenkonstanz in Verbindung mit so ausgesprochener Inversion des Reliefs entspricht also einerseits genau dem Wallis, Chablais usw., läßt sich andererseits aber nur durch die posterosive Hebung einer Verebnungsfläche deuten, deren indifferente Flüsse hierbei übernommen wurden. Daß hierauf subsequente Anzapfungen sich ereignen mußten, ist klar,

und LUGEON verzeichnet deren auch eine sehr ansehnliche Zahl, die alle mindestens ebenso jugendlich aussehen wie die Walliser und Bündner.

Besonders interessant ist der Vergleich des Längstals von Grésivaudan mit der Rhein-Rhône-Narbe¹⁾. Hier wie dort „un effondrement s'était produit parallèlement au massif cristallin, postérieurement au plissement définitif“ (début du pliocène, vgl. S. 311!) „et par conséquent après l'installation des cours d'eau“ (a. a. O., S. 422 Anm.). Also eine an sich bereits zur Subsequenz prädestinierte Längszone wird tektonisch versenkt. Diese Senkung ist gering im Grésivaudan, darum erfolgte die Längstalbildung später als bei Rhône und Rhein, so daß die indifferenten Transversalflüsse viel tiefere Scharten im nördlich vorgelagerten Walle einschnitten, ehe sie abgezapft wurden. Die toten Täler von Ugines-Faverges-Annecy, von Morienne-Col Tannie-Faverges, von Chambéry sind treffliche Beispiele. Also auch hier extreme Jugend aller subsequenten Veränderungen, statt daß (wie im Falle einer Epigenie zu erwarten wäre!) Abzapfungen jedes Alters sich finden. Auch für die Quertäler talaufwärts vom Grésivaudan steht nach TERMIER und LUGEON (a. a. O., S. 427—428) die Indifferenz fest, wie auch die Gipfelhöhenkonstanz wohl entwickelt ist, so daß die Analogie mit dem Wallis scharf hervortritt. Vom Dauphiné bis zum Rhein ist also meine Erklärung anwendbar.

IV. Ostalpen.

In den Ostalpen liegen die Verhältnisse weniger günstig, da die Tektonik hier vielfach noch wenig geklärt ist. Andererseits hat die geringerehebungshöhe hier Flächenreste in größerer Ausdehnung bewahrt, wie schon für die Wocheiner Save oben bemerkt wurde. Für die Höhenkonstanz flachkuppiger Gipfel ist das Ortlergebiet ein eben so schönes Beispiel wie die Zillertaler oder Oetztaler Alpen. Auch hier ist

¹⁾ Zu weit würde hier die interessante Frage führen, ob auch das Aostatal, Engadin und das Val Tellina Verbiegungsmulden der Peneplain sind. Jedenfalls ist hier die alte Hauptwasserscheide trotz zahlreicher Abzapfungen noch leicht zu konstruieren. Besonders instruktiv ist die Gegend zwischen Unterengadin und Ortler (Livigno und Münstertal), wo vor allem subsequeute Pässe (Livigno- S. Giacomo de Fraele, Ofenpaß usw.) bei vorzüglicher Höhenkonstanz trotz komplizierter Struktur sich finden. Auch die Pässe von Septimer über Julier, Albula, Scalletta, Flüela zum Futschöl sowie Val Viola, Wormser und Stilsfer Joch bieten anregende Probleme. Auch die von PENCK und SALOMON angenommene Abzapfung am Aprica-Paß bei Edolo gehört in diese Betrachtung.

der Inn zwischen Landeck und Achensee ein junges Längstal, das alte indifferente Quertäler abgezapft hat. Somit fanden früher einmal die Nordhänge der Ötztaler und Zillertaler Alpen über den Fernpaß, durchs Isartal und den Achensee ihre direkte Entwässerung. Dieses Innthal und ebenso das Längstal der Salzach und der Enns ist also direkt analog dem Grésivaudan bzw. der Rhein-Rhônefurche, nur daß hier in den Ostalpen eine reine Subsequenzzone vorliegt an der Grenze des krystallinen Kerns gegen die Sedimenthülle, die wohl z. T. keine so starke posterosive Einmuldung mehr erfahren hat. Auch im übrigen weisen hier natürlich einige Züge ein etwas verändertes Gepräge auf, indem der Zeitraum der Peneplainisierung in den Ostalpen vielleicht länger ist als im Westen, so daß eventuell schon im Obermiozän die Verebnung weit vorgeschritten war. Aber, und das ist das wichtigste für unsere Untersuchungen, vorhanden war die Verebnung in spättertiärer Zeit: Nicht nur die gewaltigen Flächenreste, die die permeablen Kalktafeln wohl bewahrt haben, und die z. B. Steinernes Meer, Hagen- und Tennengebirge, Dachstein und Totes Gebirge trotz tiefer Zerschartung noch immer als einst zusammengehöriges Plateau erkennen lassen, sondern die Reste tertiärer Flußschotter¹⁾ hoch oben auf den Gipfelflächen sind ein schlagender Beweis für Peneplainisierung und darauffolgende Hebung. Da diese Schotter zwar lange bekannt, aber mehrfach falsch gedeutet worden sind (z. B. als Gosaukonglomerate), sollen einige an etwas entlegener Stelle veröffentlichte Worte von E. v. MOISISOVICS hier wiedergegeben werden, die um so eindrucksvoller sind, als dieser so vorzügliche Ostalpengeologe die Bedeutung der Tatsachen in vollem Umfange erkannte. Er schreibt (a. a. O. 1905, S. 53 bis 56):

„Die Schlußfolgerung, welche wir oben für das Dachsteinplateau ableiteten, ist daher dahin zu erweitern, daß zwischen dem Dachsteinplateau, dem Rötstein und dem Toten Gebirge ununterbrochene Kommunikationen bestanden haben müssen, auf welchen die aus den Zentralalpen kommenden Flüsse quer über das gleichfalls noch nicht vorhandene Ennstal ihren Lauf gegen Norden über die damals als getrennte Gebirge noch nicht existierenden Kalk-

¹⁾ Daß ein glaziales Alter dieser Schotter völlig ausgeschlossen ist, bewies E. BRÜCKNER bereits 1886 (a. a. O., S. 41–42); daselbst auch Literaturangaben über die entsprechenden Funde von v. FRIES, PENCK, SIMONY, DIENER.

flächen nehmen konnten. Die Herausmodellierung des heutigen Reliefs kann daher in unseren Gegenden erst gegen Ende der Tertiärzeit unter dem Zusammenwirken großartiger Vertikalverschiebungen und bedeutender Erosionsarbeit stattgefunden haben.“ — „Die hier geschilderten Vorkommnisse tertiärer Hochgebirgsschotter sind durchaus nicht auf die Nordkalkalpen beschränkt. Vor Jahren bereits erwähnte ich das Auftreten loser Augensteinschotter in der Gipfelregion der Hochpetzen, südlich von Bleiburg in Kärnten (Verhandl. der k. k. Geol. R.-A. 1870, S. 160). Nach den Aufnahmen von F. TELLER (Erläuterungen zur geol. Karte der östlichen Ausläufer der karnischen und julischen Alpen) wird es sehr wahrscheinlich, daß diese Schotter als Denudationsrelikte miocäner Schotterablagerungen aufzufassen sind. Diese in der Höhe von 2000 m beobachteten Schotter können mit den Schotterresten des Dachsteinplateaus verglichen werden. Wie diesen im Süden in der Tiefe des Ennstales eine Zone tertiärer Ablagerungen vorgelagert ist, so zieht sich in analoger Weise längs des Nordfußes der Karawanken gleichfalls eine Zone von tertiären Schottern und Sanden mit Kohlenbildungen hin, welche heute durch bedeutende Niveaudifferenzen von den Schottern der Hochalpen getrennt sind“¹⁾.

„Die angeführten Daten dürften genügen, um zu zeigen, daß das Phänomen der tertiären Hochgebirgsschotter sich in den nördlichen und südlichen Kalkalpen wiederholt. Wir sehen, daß zu einer Zeit, in welcher die großen Längstäler zwischen der krystallinen Zentralkette und den nördlichen und südlichen Kalkalpen noch nicht existierten, Quertäler, welche ihren Ursprung in der Zentralkette nahmen, krystalline Geschiebe in solche Regionen transportierten, welche sich später infolge andauernder tektonischer Bewegungen als nördliche und südliche Kalkalpen individualisierten“²⁾.

Somit dürfte also, aller Unterschiede im einzelnen ungeachtet, im Prinzip die im Wallis gewonnene Auffassung auch in den Ostalpen Geltung finden.

Dieser Vergleich der Walliser Alpen mit dem Gebiet vom Dauphiné bis zum Salzkammergut dürfte es nunmehr gestatten,

¹⁾ Auch diese Niveaudifferenzen würden für eine posterosive Verbiegung der Penepain sprechen können: auch in den Ostalpen wären die großen Längstäler nicht nur jünger, als die indifferente Quertwässerung, sondern neben ihrer subsequenten Lage auch durch Einbiegungen der posterosiven Hebung geschaffen.

²⁾ Nahe läge hier der Vergleich mit den auriferous gravels in California (vgl. U. S. Geol. Surv. XIV, 2 Ann. Rept).

mit voller Sicherheit¹⁾ den Schluß zu ziehen, daß in großen Gebieten der Alpen, darunter im Wallis, nach der Äußerung der tangential wirkenden Faltungs- und Überschiebungskräfte eine Ruhepause eintrat, die eine Totalverebnung des gefalteten Gebietes gestattete. Es entstand in dieser Zeit tektonischer Ruhe ein fast völlig indifferentes Entwässerungsnetz, dessen einzelne Adern auf kürzestem Wege dem Außenrand zueilten,

¹⁾ Um diese Studie nicht allzusehr durch Literatur zu belasten, sei nur kurz bemerkt, daß E. DE MARTONNE, freilich ohne Beweise und ohne Details, meinen hier gewonnenen Resultaten sympathisch gegenüberstehen dürfte, wie folgender Ausspruch (a. a. O. 1909, S. 563) beweist: „Une analyse rigoureuse aurait encore à tenir compte des mouvements du sol postérieurs aux plissements eux-mêmes. Si insuffisants que soient encore les documents à ce sujet, il semble dès à présent certain que la structure des Alpes et des Karpaten, des Pyrénées elles-mêmes, révèle plusieurs cycles d'érosion. L'évolution vers la maturité y a été interrompue par des mouvements d'ensemble. C'est dans l'étude de ces mouvements qu'on trouvera probablement l'explication d'un grand nombre d'anomalies.“ — „Les grandes chaînes alpines ou domine l'architecture plissée ont été elles-mêmes affectées de mouvements épirogéniques. Si les charriages se sont produits réellement en profondeur, le soulèvement de la chaîne doit avoir en partie le caractère d'un mouvement d'ensemble (a. a. O. S. 506). — Nach KILIAN (a. a. O. 1909, S. 5): „M. DE MARTONNE serait disposé à y voir le reste d'une pénéplaine pliocène“ in den ältesten Spuren früherer Landoberflächen des Dauphiné, die KILIAN indessen für „moins ancienne“ ansieht. Von Interesse dürfte es sein, daß DAVIS selbst die Alpen als für morphogenetische Studien ungeeignet ansah: „The Alps show so many recent interruptions that a student there would find little use for the ideal cycle“ (a. a. O. 1909, S. 274). — „There are certain parts of the world in which frequent disorderly movements of the earth's crust appear to have continued during several geological periods, including the present; for example, the Alps. The teachings of Mesozoic and Cenozoic stratigraphy in such a region would lend no support to the theory of peneplanation, as little support would be gained from the teachings of denudation in the Alps. Indeed, I have been interested to learn that certain careful students of geomorphology in the neighborhood of the Alps have recognized that they were prejudiced against the theory because their experience was gained chiefly in an uneasy part of the world (a. a. O., S. 363–364, vgl. auch a. a. O., S. 375–376!).“

Da ich meine Ergebnisse bereits gewonnen hatte, ehe mir die genannten Autoritäten zugänglich wurden, konnte mich zum Glück die eine ebensowenig abschrecken als leider die andere anregen.

Zusatz: Erst während der Drucklegung dieser Arbeit erlangte ich Kenntnis von dem zweiten Teile von E. de Martonnes „L'érosion glaciaire et la formation des Vallées Alpines“ (Ann. de Géogr. XX, 1911), so daß mir eine Berücksichtigung dieser hochbedeutsamen Schrift im Text leider nicht möglich war. Deshalb sei hier kurz in einigen Zitaten gezeigt, daß im Prinzip meine Resultate sich sehr wohl mit der von E. de MARTONNE vorgetragenen Theorie der alpinen Talbildung vereinigen lassen:

und deren Nebenflüsse spitzwinklig einmündeten. Diese Ver-
ebnung schloß das Alpengebiet auf ein sehr niedriges Niveau
herunter. Alsdann folgte die Hebung, die diese Fläche sowohl
im ganzen aufwölbte als auch lokal zumeist im Sinne älterer
tektonischer Ereignisse verbog. Teils die Hebung allein durch
Belebung der Subsequenz, teils diese Verbiegung ließ eine
Anzahl von großen Längstälern entstehen, die die alte Indiffe-
renzentwässerung zerstörten und darum einen ausgeprägt asym-
metrischen Habitus zeigen. In gleicher Weise haben zahllose
untergeordnete Subsequenztendenzen das einstige Bild verwischt.
Alle diese Änderungen tragen indessen ein sehr jugendliches
Gepräge: Die eiszeitlichen Gletscher haben bei diesem Prozeß
z. T. noch kräftig mitgewirkt. Die alte Peneplain ist in den
flachgelagerten mächtigen Kalken am Alpenrande noch in
großen Flächenresten, z. T. mit Resten einer alten Schotter-
decke, erhalten; in krystallinen Gesteinen dagegen, zumal in
der Nähe der Hauptwasserscheide (wo die alte Peneplain viel-
leicht noch hier und da Härtlinge trug) ist meist nur noch
eine ausgeprägte Gipfelhöhenkonstanz vorhanden. Diese ver-
schiedene Erhaltung ist teilweise natürlich auch eine Funktion
des posterosiven Hebungsbetrages (der in den Westalpen
zweifellos im allgemeinen größer war) sowie der Zeit des
Hebungsbegins.

„L'existence de surfaces d'érosion très évoluées dans les Alpes ne fait pas de doute pour nous.“ — „Ces surfaces ondulées ne sont pas des surfaces structurales; elles sont généralement sans rapport avec la tectonique.“ — „Il est impossible d'expliquer cette topographie sans admettre l'existence d'un modelé de maturité avancée avant la période glaciaire; mais il est également impossible de comprendre le creusement des vallées sans admettre que ce modelé avait déjà été en grande partie détruit avant l'invasion des glaciers. Le creusement glaciaire en profondeur a dû être précédé d'un creusement fluvial tel que la plus grande partie des Alpes eut, au moment où les glaciers s'y établirent un modelé assez heurté. Pour qu'un pareil creusement fut possible, il faut admettre un mouvement de soulèvement marquant la fin du Pliocène et le commencement du Quaternaire.“ — „Bien qu'ayant le caractère d'un mouvement en masse, il est vraisemblable que le soulèvement alpin a été assez inégal. Comme dans les Karpates Méridionales, il semble y avoir eu un bombement plus accentué au Centre, avec un gauchissement notable sur les bords.“ (a. a. O. S. 19 — 21.) Obwohl diese Betrachtungen nur sehr allgemein gehalten sind, geht doch aus ihnen klar hervor, daß auch E. DE MARTONNE gänzlich unabhängig eine pliocäne Peneplain in den Alpen annimmt, deren Hebung und fluvialer Zertalungsbeginn bereits vor dem Einsetzen der Vereisung eintrat. Ich freue mich lebhaft, nunmehr auf diese Weise für eines der älteren Anschauung fern-
liegendsten Resultate meiner Detailuntersuchungen neben meinen speziellen Beweisen auch noch eine so hervorragende Autorität anführen zu können (Sept. 1911).

V. Vergleich mit älteren Ansichten über die alpine Präglaziallandschaft.

Dieses allgemeine Bild der Entwicklung der Alpenlandschaft gibt uns nunmehr die Möglichkeit, die Walliser Topographie im speziellen Moment des Vereisungsbeginnes zu rekonstruieren. Dieses Problem lautet nunmehr: welchem Stadium entsprach beim Einsetzen der Vereisung die Zertalung der gehobenen Peneplain? Da ergibt sich eindeutig aus unseren Untersuchungen die Antwort: Da bereits Abzapfungen das alte Flußsystem mehrfach gestört hatten, da nur wenig Flächenreste erhalten geblieben waren, die eine Firnkappe hätten tragen und dadurch sich retten können, ist eine reife Mittelgebirgslandschaft etwa vom Typ des Böhmerwaldes als unmittelbar präglaziale Topographie der Walliser Alpen anzunehmen.

Somit ist das im Eingange erwähnte Rekonstruktionsbild der voreiszeitlichen Alpenlandschaft, wie es Hess (a. a. O., S. 375) gibt, etwas zu modifizieren. Seine Worte: „Das Bild der präglazialen Alpenoberfläche würde die Haupttäler bereits entwickelt zeigen; die Höhenunterschiede zwischen Talsohle und Bergrücken wären aber wesentlich kleiner als heute: sie würden 700—800 m betragen, und das zentrale Alpengebiet würde sich als eine Mittelgebirgslandschaft darstellen“ treffen genau das Bild, wie es unsere Überlegungen ergaben, nur daß vielleicht die Zahlen, die Hess nur für „das Gebiet des Ogliogletschers“ berechnete, im Wallis etwas höher anzusetzen wären. Doch scharf müssen wir uns gegen seine Ansicht wenden, daß wir die Peneplain, die nach ihm „das ganze Alpenmassiv als Oberfläche hatte“ (a. a. O., S. 375), als „dasjenige Denudationsniveau ansehen können, auf welches das längs weniger flacher Mulden abfließende Eis der ersten Vergletscherung die präglaziale Oberfläche abgetragen hat, indem es die schmalen cañonartigen Wasserrinnen verbreiterte, in denen die Niederschlagsmengen vor der Eiszeit dem Rande des Gebirges zustrebten“ (a. a. O., S. 366).

Die hieraus resultierenden Vorstellungen sind in sich zu widerspruchsvoll, um annehmbar zu sein. Offenbar sollte wohl auch keine eingehendere Darlegung der präglazialen Phasen an der genannten Stelle versucht werden, so daß meine Ausführungen mehr als Ergänzung wie als Gegensatz zur Anschauung von Hess anzusehen wären. Die inneren Widersprüche bestehen in Folgendem: Präglaziale scharfeingeschnittene

Wasserrinnen würden eine große Unreife der Landschaft, d. h. erst kurz zuvor erfolgte Hebung und Zykluserneuerung bedeuten. Was war der vorhergehende Zustand? Offenbar — eine Peneplain, da das Eis nur in wenigen flachen Mulden abfloß. Ein Peneplain-Charakter soll indessen dem Relief erst durch das Eis der ersten Vergletscherung aufgeprägt worden sein. Die Vereisung als Gesamtphänomen hatte jedoch die Tendenz, hochalpine Formen zu entwickeln, nicht aber verebnend zu wirken; somit hätte nach HESS die erste Eisphase die entgegengesetzte Wirkung ausgeübt als die späteren, und das Maximum der Verebnung fiel an den Beginn des ersten Interglazials! Diese interglaziale Peneplain (a. a. O., S. 365/366) war aber schon präglazial vorhanden (a. a. O., S. 375)!

Danach fasse ich den Peneplainisierungsversuch von HESS lediglich als anschauliche Schilderung eines allgemeinen Ein-drucks, nicht aber als eine geglückte genetische Entzifferung des alpinen Formenschatzes auf. Auch seine blockdiagrammatische Zeichnung „der präglazialen Gebirgsoberfläche“ hat keinen genetischen Wert und widerspricht zudem seinem Text, der „eine Mittelgebirgslandschaft“ nennt.

Noch zwei weitere Rekonstruktionen präglazialer Alpen-landschaften seien besprochen, da sie speziell Schweizer Ver-hältnisse ins Auge fassen.

In PENCK-BRÜCKNERS klassischem Werke finden wir BRÜCKNERS Auffassung in die klaren Worte gefaßt: „Die Schweizer Alpen boten in der Präglazialzeit das Bild einer reifen Tallandschaft.“ Die nach seiner Ansicht ungemein wohlausgeglichene Längsprofile der alten Talböden, die er als präglazial ansetzen zu dürfen glaubt, stützen ihn bei dieser Auffassung. Im Prinzip nicht wesentlich von BRÜCKNEES Anschauungen verschieden ist die Darstellung von F. NUSSBAUM, der die Ansicht vertritt, „daß die Talbildung in den höchsten Regionen vor dem Eiszeitalter die Reife noch [nicht ganz] erlangt hatte“, und zu dem Schlusse kommt: „die Alpen waren vor der Eiszeit reichlich durchtalt und boten das Bild einer fast ausgereiften Erosionslandschaft; nur in den obersten Talabschnitten zeigten sich wahrscheinlich jugendliche Talformen: großes Gefälle im Längsprofil und schmale V-Form im Querschnitt“. Der wichtigste Unterschied zwischen den Angaben BRÜCKNERS und NUSSBAUMS betrifft einen Punkt, den BRÜCKNER indessen vermutlich nicht so weitgehend theoretisch ausgewertet hat, als es nach NUSSBAUM wohl hätte geschehen müssen: Die gewaltige Breite der von BRÜCKNER als präglazial angesehenen

Talböden nämlich „würde nicht einer reifen, sondern einer alternden Erosionslandschaft entsprechen“ (vgl. NUSSBAUM a. a. O., S. 60). Diese Breite nun aber ist nach NUSSBAUM durch die Existenz „diluvialer bzw. glazialer Abtragungsterrassen zu erklären“.

Wenn wir somit BRÜCKNERS präglaziale Täler z. T. als eine glaziale, durch die oben besprochene RICHTERSche Karverschmelzung entstandene Bildung ansehen, so hebt sich ein gewichtiger Widerspruch auf, den BRÜCKNERS eigene Worte andernfalls darstellen würden: Diese breiten Täler sollten ja gleichzeitig mit „Hochgebirgsformen“ auftreten, obwohl sie selbst für stark zertalte Mittelgebirge doch schon allzu reichliche Dimensionen hätten!

Andererseits möchte ich freilich auch BRÜCKNERS Ansicht, „daß die Schweizer Alpen vor Eintritt des Eiszeitalters noch nicht Mittelgebirgsformen angenommen hatten, sondern auch damals Hochgebirgsformen aufwiesen“ (a. a. O., S. 607), die er aus dem Zurücktreten der Kare in den Schweizer Alpen folgert, ebenso scharf bekämpfen, als es NUSSBAUM (a. a. O., S. 39—46) tut, der dieses „Zurücktreten“ mit Recht als völlig irrig hinstellt. Im Gegenteil ist gerade die außerordentliche Fülle von Karen der Schweizer Alpen mit PENCK (a. a. O., S. 286) als eine Folge der weiten Verbreitung der Mittelgebirgsformen daselbst zur Präglazialzeit anzusehen. Dem Hochgebirgscharakter widerspräche ja auch BRÜCKNERS zuvor zitierte Ansicht, daß die Schweizer Alpen vor der Eiszeit eine „reife Talandschaft“ darstellen (nach ihm ja sogar mit enorm breiten Talsohlen!). Die Fülle der Schweizer Kare ist also gleichfalls als ein Beweis dafür anzusehen, daß die Zertaltung der alten Gipfelpeneplain bereits einen sehr erheblichen Grad erreicht hatte, der etwa dem heutigen Stadium des Böhmerwaldes entsprechen mag.

Aus diesem kurzen Überblick über die bisherige Literatur¹⁾ des Problems ergibt sich klar, daß erstens — abgesehen von NUSSBAUM — nur unbestimmte, in sich selbst widersprechende Vorstellungen existierten, und daß also zweitens weder eine eingehende, von fester Basis ausgehende Beschreibung der Präglaziallandschaft der Alpen noch eine genetische Erklärung

¹⁾ Vgl. auch LAUTENSACHS Zusammenfassung' (a. a. O. 1909, S. 86): „Zwischen den präglazialen sanften Rücken des Alpeninnern, die nur in der Zentralschweiz von eis- und schneegepanzerten Hochgebirgsformen abgelöst wurden, dehnten sich überall weite Täler von völlig ausgeglichener Gefällskurve, die meistens denselben Lauf nahmen wie die heutigen, aber bis 850 m (Rhônegebiet) hoch über denselben lagen.“

derselben näher versucht worden ist. Trotzdem stimmen alle Forscher in gewissen Punkten überein: Das Talsystem der Gegenwart war in seinen Grundzügen bereits vorhanden, und der Abstand der Gipfelhöhen von den Taltiefen war geringer als jetzt, so daß eine Art Mittelgebirgslandschaft vorlag. Die Zahlenwerte schwanken, soweit sie angegeben sind, von 600 bis 800 m (HESS, Ogiogebiet) bis mindestens 1800 m (NUSSBAUM, a. a. O., S. 61, Brienzer See).¹⁾ Diese Zahlen würden nach den oben gegebenen Ausführungen dem Betrag der präglazialen Differentialhebung der pliocänen Alpenpenepplain entsprechen; der zeitliche Beginn der Hebung ist somit so weit in das Pliocän rückwärts zu schieben, als die vor Einsetzen der Vereisung nachweisbaren Flußverlagerungen, Riedelvernichtungen, Flußgefällsausgleichungen, Mittelgebirgsformen usw. an Zeit beanspruchen. Diese Ausreifungen werden im Zentralalpengebiet des Wallis in hartem Gestein bei stärkerer Hubhöhe weniger vorgeschritten sein, so daß dort der Formenschatz eines unvergletscherten, nicht allzu hohen „Hochgebirges“ die Eiszeit empfing. Dieses Zusammenfallen der Anschauungen von NUSSBAUM und mir (wohl auch von BRÜCKNER) für die Schweizer Alpen trotz so verschiedenartiger Methoden spricht nicht unerheblich für die Richtigkeit.

VI. Frühglaziale Hebungen.

Nur noch ein Punkt muß hier kurz berührt werden, obgleich er streng genommen über den Rahmen des Themas hinausgeht: Da das Einsetzen der Vereisung eine Mittelgebirgslandschaft mit zugespitzten Wasserscheiden und ausgeglichenem Fluß-Längsprofil antraf, so mußten die Flüsse das Stadium vorwiegender Tiefenerosion im wesentlichen bereits verlassen haben. Die Hebung der früheren Landoberfläche war demnach morphologisch bereits überwunden, indem die neue Verebnungsfläche in den Flußbetten bereits erreicht war und von hier aus erobernd weitergreifen konnte. Nun sind nach all der mannigfachen Übertiefung in der Eiszeit und Verschüttung des Postglazials die Haupttäler doch wieder nahezu ausgeglichen. Schon hat die Auffüllung der besonders stark ausgekolkten Talstrecken, die als Seen sich nach dem Abschmelzen darstellten, erhebliche Dimensionen angenommen, ebenso wie

¹⁾ Mündlicher lebenswürdiger Mitteilung von Herrn RASSMUS verdanke ich die Angabe, daß er am Rand der Südalpen (Comer See) die präglaziale Berg- und Taldifferenz im Betrage von 400 bis 500 m unmittelbar verfolgen konnte.

Riegel und Übertiefungsschwellen durch „Gorges de Raccordement“ (Ausgleichsschluchten) oder epigenetische Klammnbildung ihre längsprofilstörende Wirkung schon stark verloren haben. Und doch ist das gegenwärtig angestrebte ausgeglichene Flußsystem viel tiefer gelegen, als es die präglazialen Talböden waren. Es bleibt darum nur die Folgerung, daß die Alpen nach der Bildung der präglazialen Mittelgebirgsformen noch eine weitere, und zwar wohl gleichstarke Hebung erfahren haben. Die alpinen Gletscher erodierten also die Täler, weil sie zu dem der neuen Situation entsprechenden Denudationsniveau herabstrebten, ebenso wie es auch das fließende Wasser getan hätte, wenn keine Vereisung eingesetzt hätte. Wenn auch starke und sogar als differentiell nachweisbare Hebungen im weiteren Verlauf der Eiszeit sich feststellen lassen (vgl. PENCK-BRÜCKNER, S. 1155¹⁾), so liegt es nahe, den Hauptbetrag mit dem Beginn der Vergletscherung zusammenfallen zu lassen. Dem genauen Betrag der spätplicänen, die Peneplain zuerst zerstörenden, sowie der zweiten frühglazialen, die Glazialerosion ermöglichenden Hebung speziell für die Walliser Alpen vermag ich nicht anzugeben. Gemeinsam erreichen beide in der Zentralzone der Hauptwasserscheide in der Mitte der einzelnen Brachyantiklinalen gewiß gegen 3600 m und mehr, während die Rhône furche kaum 2000 m aufweisen dürfte. NUSSBAUM berechnete zwar für den Brienzer See (a. a. O., S. 61) eine präglaziale Talabtiefung, deren „Betrag zweieinhalbmals größer ist, als der Wert der eiszeitlichen Übertiefung ausmacht“. doch ist diese Angabe für das Wallis unverbindlich, da nebenbei sogar nicht feststeht, ob NUSSBAUM das präglaziale Tal nicht zu tief ansetzt. (Auch die von ihm rekonstruierten sehr starken Gefälle der „wahrscheinlich präglazialen Talsohlen“, a. a. O., S. 59, lassen eine doppelte Deutung zu: als morphologische Unreife oder nachträgliche Aufbiegung, wie NUSSBAUM sehr richtig ausführt.) Immerhin ist als Minimum des glazialen Hebungsanteils die Stufenhöhe der Nebentäler gegen das übertiefte Haupttal anzusehen; die immerhin auch noch ansehnliche Beträge erreichende Aus-tiefung eben dieser Seitentäler ist nur schätzungsweise hinzuzuzählen, ebenso wie die Meterzahl, um die auch das Haupttal dank der Talstufen der Glazialerosion noch herabgetieft werden muß, um in die Gleichgewichtskurve zu kommen. Ohne bei diesen Schwierigkeiten meiner Berechnung mehr als

¹⁾ Vgl. auch Geogr. Zeitschr. X, 1904, S. 572.

Gefühlswert zuzuerkennen, will ich noch kurz hinzufügen, daß die Region des Val de Bagnes gegenüber der von Zermatt bereits spätpliocän um etwa 500 m weniger stark gehoben zu sein scheint, so daß glazial keine Differenzierung mehr, sondern nur eine gemeinsame Hebung von gegen 2000—2300 m stattfand. Da sich bei dieser freilich ein wenig willkürlichen Annahme der Talschluß von Zermatt spätpliocän um etwa 1700 m, der von Bagnes nur um 1200 m zunächst gehoben hätte, wäre im Wallis die frühglaziale Hebung die weitaus bedeutsamere. Dieses Verhältnis wird um so ausgeprägter sich ergeben, je ausgereifter man das Mittelgebirgsstadium des Präglazials annimmt, d. h. je tiefer man die Zertalung bereits abgesenkt sein läßt. Die Berechnung selbst folgt dem Schema:

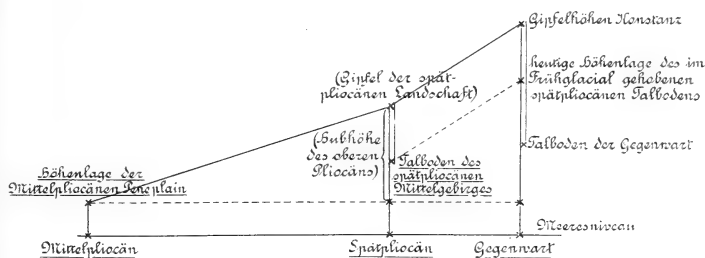


Fig. 14.

Zur Berechnung der posterosiven Alpenhebungen.

indem erst die Elemente des gegenwärtigen Landschaftsbildes fixiert werden, worauf die Höhen der Talböden des Mittelgebirges wie der Peneplain abzuschätzen sind. Letztere wären nach dem oben (S. 53) Gesagten mit ca. 800 m anzusetzen, erstere vielleicht zwischen 1000 und 1200 m. Alsdann ergeben sich die weiteren Werte von selbst.

Rückblick.

Nachdem sich die Walliser Alpen, und damit wohl im großen und ganzen die Alpen überhaupt, morphogenetisch in die Reihe der Hochgebirge vom Typ der Cascade Range stellen ließen, liegt es nahe, verallgemeinernd das Werden eines jeden Gebirges nach ihrer Analogie aufzufassen, wenngleich Ausnahmen bisher zwar unbewiesen, aber möglicherweise doch vorhanden sind.

Der Unterschied zwischen Hochgebirge und Mittelgebirge verliert alsdann geologisch an Wert: Fallen doch die Alpen nunmehr in die Definition etwa des Harzes usw. Erst erfolgt

Faltung nebst Überschiebung in vielleicht ziemlich tiefem Niveau; ruckweise differentielle Hebungen bzw. Verbiegungen folgen, und die einzelnen Aufwölbungen fallen der Denudation so rasch zum Opfer, daß weitgehende Verebnungen sich zwischenschalten. Als landschaftgestaltendes Motiv treten also die Faltungskräfte stark in den Hintergrund gegenüber den großzügigen weitgespannten epeirogenetischen Verbiegungen der Erdkruste, deren Wesen noch so wenig erforscht ist (vgl. die großzügige Zusammenfassung bei E. DE MARTONNE 1909, S. 505—508!).

Gewiß neigen stark gefaltete Zonen vielleicht stärker zu posthunen Ausbiegungen, aber diese fehlen auch in den Gebieten tangentialen Erdfriedens nicht: Das Coloradoplateau steht an Höhe und Ausdehnung nur wenigen „jungen Faltengebirgen“ nach, und doch ist in ihm seit uralter Zeit nur epeirogenetische Hebung und Senkung wahrnehmbar gewesen. Dem Schweizer Jura gegenüber mit seiner spätmiozänen Faltung ragt der im Carbon letztmalig gefaltete Schwarzwald auf, und beide sind nach ihrer Faltung verebnet worden und danken die heutige Höhe epeirogenetischer Hebung, sind mithin typische „Nachrümpfe“¹⁾, d. h. „Mittelgebirge“.

Dreier Zyklen Spur verfolgten wir in den Westschweizer Alpen, des vollendeten ersten, der vor Ende des Pliocäns eine Peneplain schuf, des halbausgereiften zweiten, der der Eiszeit ein wohlzertaltetes Mittelgebirge übergab, des dritten, der sein Denudationsniveau erst in den quellfernen Teilen der großen Ströme bereits nahezu erreicht hat, während ringsum die schroffen Formen des noch immer vergletscherten Hochgebirges aufragen. Das Ausreifen des heutigen Zyklus wird die Formen der früheren mehr und mehr verwischen, bis wiederum eine Peneplain die Westschweiz bedeckt. Doch ehe diese voll ausgebildet ist, mag vielleicht ein neuer Zyklus durch eine weitere Aufbiegung eingeleitet werden. Ist doch scheinbar das Wallis ein sehr labiles Gebiet: Eine obercarbone Verebnung, die Moore und Seen trug, wurde verbogen, und vor dem Beginn der Trias war dieses paläozoische Hebungsgebirge schon wieder abgetragen zu einer einförmigen Peneplain. Diese sank langsam und empfing die auf so große Entfernungen hin gleichartige Facies der Triassedimente.²⁾ Jurassische landnahe Schiefer-

¹⁾ Als Bezeichnung für gehobene Peneplains von SPETHMANN 1908 vorgeschlagen, aber wohl besser durch „Hebungsgebirge“ (uplift) zu ersetzen.

²⁾ Diese prätriadische Peneplain ist auch im Aaremassiv nachgewiesen; vgl. KÖNIGSBERGER: a. a. O. 1910, S. 39!

sedimente folgten. Kreideschichten fehlen dem Wallis, und vielleicht ist auch hier eine spätjurassische Hebungsphase eingetreten. Wie viele Zyklen dann bis zur Verebnung des Pliocäns führten, wissen wir nicht, da der letzte — heute selbst fast erloschene! — seiner Vorgänger Spuren ja schon im Pliocän getilgt hatte.

Wann die Decke der Dent Blanche sich flach auf flaches tiefliegendes Land legte, wissen wir gleichfalls nicht: sogar schon spätjurassisch könnte sie (— streng stratigraphisch betrachtet¹⁾ —) sein, da sie auf dem graphitführenden Bündnerschiefer aufruht wie die nördlichen Decken auf dem Flysch und der Nagelfluh. Eine transversale Verbiegung früh- bzw. präpliocänen Alters lernten wir kennen, die in nordsüdlicher Richtung die Zinalmulde anlegte und die heutigen geologischen Grenzen des Arollagneises damit fixierte, als die Verebnung auch diese Verbiegung morphologisch auslöschte. Fast genau rechtwinklig zu dieser präerosiven Zinalwellung stellte sich die posterosive Aufbiegung, die der heutigen Wasserscheidelinie folgte, wenngleich ganz schwach die Interferenz mit der Zinalsenke zunächst spätpliocän Differenzen schuf, die in der frühglazialen Hebung nicht mehr auflebten.

Wo früherer Lehrmeinung die ragenden Bergriesen die Ohnmacht der abtragenden Faktoren so laut zu predigen schienen, daß man selbst der schäumenden Kraft des Alpenbachs und dem gewaltigen Hobel des Gletschereises nicht zutrauen mochte, daß sie ohne gütiger Spalten und Klüfte Hilfe den Weg sich zu bahnen vermöchten, da sehen wir jetzt ein langes wechselvolles Spiel, in dem die verebnenden Tendenzen immer wieder den sich aufbäumenden Gebirgsrumpf nach kurzem Ringen dem Meeresspiegel nähern. Die heutige Alpenlandschaft ist nur eine Phase eines Prozesses, der aus einer hochgehobenen eine tiefliegende Ebene terrestrischer Abtragung zu machen strebt.

Literatur.

- ARGAND: Sur la tectonique du Massif de la Dent Blanche. C. R. Acad. des Sci. Paris. 26 fevr. 1906.
 — Carte géologique du Massif de la Dent Blanche. Carte geol. Suisse 1908.
 — L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales. Bull. soc. Vaudoise sci. nat. 45, 166, 1909.

¹⁾ Ich weiß sehr wohl, daß C. SCHMIDTS Ansicht vom genetischen Zusammenhang der Grünsteine in Decke und Bündnerschiefer, wenn sie sich bestätigt, die Decke jünger machen würde, wofür ja auch vergleichend tektonische Gründe sprechen.

- ARGAND: La Doire Baltée en aval d'Aoste; une vallée tectonique. *Rev. de Géogr. ann.* III, 1909.
- Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. *Mat. carte geol. Suisse*, XXXI, 1911.
- ARGAND et LUGEON: vgl. LUGEON.
- ATWOOD: vgl. SALISBURY and ATWOOD.
- BAILEY WILLIS: The Northern Appalachians. *Nat. Geogr. Monogr.* I, 6, 1895.
- Physiography and Deformation of the Wenatchee-Chelan District, Cascade Range. *Prof. Pap. U. S. Geol. Surv.* 19, 1903.
- BALTZER: Berner Oberland und Gotthard. *Livret guide*. 1894.
- Das Berner Oberland und Nachbargebiete. *Spezieller Teil. Samml. geol. Führ.* XI, Berlin 1906.
- BLAAS: Struktur und Relief in den Alpen. *Zeitschr. D.-Österr. A.-V.* 1904.
- Der geologische Bau der Tiroler Alpen. *Sep.-Abdr. aus d. Tiroler Verkehrs- und Hotelbuch* 1909.
- BLUMER: Zur Kenntniss des helvetischen Alpen-Nordrandes. *Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich* 51, 1906.
- BONNEY: On the crystalline Schists and their relations to the mesozoic rocks in the lepontine Alps. *Quart. journ. geol. London* 1890.
- BRAUN: Beiträge zur Morphologie des nördlichen Appennin. *Zeitschr. Ges. f. Erdk.* Berlin 1907.
- BRÜCKNER: Die Vergletscherung des Salzachgebietes nebst Beobachtungen über die Eiszeit der Schweiz. *PENCKs Geogr. Abhandl.* I, 1, 1886.
- Glazialmorphologische Exkursion in das Chamonixgebiet, im Wallis und im Berner Oberland. *Livret des Excurs. du IX. congr. intern. de géogr. Genève* 1908.
- Die glazialen Züge im Antlitz der Alpen. *Naturw. Wochenschr.* 1909.
- (PENCK-BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901—1909.)
- BUXTORF, PREISWERK und SCHMIDT: Die Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft. *Diese Zeitschr.* 60, 1908.
- und TRÜNGER: Über die Geologie der Doldenhorn-Fisistockgruppe und den Gebirgsbau am Westende des Aarmasivs. *Verhandl. naturf. Ges. Basel*, XX, 1909.
- CHAMBERLIN and SALISBURY: *Geology*. London 1908
- COLLET: Note sur la tectonique du Haut Giffre. *Archives Genève*, XXII, 1906.
- DALY: The Accordance of Summit Levels among Alpine Mountains: the fact and its significance. *Journ. of Geol. Chicago* 1905, XIII.
- DAVIS: *Physical Geography*. Boston 1898.
- The sculpture of mountains by glaciers. *Scottish geogr. Mag.* XXII, 1906.
- *Geographical Essays*. Ginn and Com., Boston 1909.
- DESBUISSONS: La Vallée de Binn. *Etude géographique, géologique, mineralogique et pittoresque*. Lausanne 1909.
- DIENER: Zum Gebirgsbau der Zentralmassive des Wallis. *Sitz.-Ber. k. k. Akad. d. Wiss. Wien* 98, 1, 1889.
- Der Gebirgsbau der Westalpen. Wien 1891.
- DILLER: Tertiary revolution in the topography of the Pacific Coast. *Ann. Rept. U. S. Geol. Surv.* XIV 2, 1894.
- Topographic development of the Klamath Mountains. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 196, 1902.
- DUPARC und MRAZEK: La Structure du Montblanc. *Archives Genève* XXIX, 1893.
- Carte géologique du Massif du Montblanc. Genève 1896.

- DUPARC und MRAZEK: Recherches géologiques sur le massif du Mont-Blanc. Mém. soc. phys. et d'hist. nat. Genève **33**, 1898.
- DYHRENFURTH: Im Monte Rosa-Gebiet. Mitt. D.-Öst. A.-V. 1907.
- EISENMENGER: Contribution à l'étude du Landwasser et de la vallée de Davos. C. R. Acad. des Sci. Paris 1908.
- Migration vers le Nord de la ligne de partage des eaux dans les Alpes lepontiennes. C. R. Acad. des Sci. Paris 1908.
- FAVRE: Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. Genève et Paris 1867.
- Carte du phénomène erratique de la Suisse; Notice sur celle-ci. Archives Genève XII, 1884.
- FRANCHI: Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali. Boll. R. Comit. geol. Italia 1899.
- Ancora sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi. Boll. R. Comit. geol. Italia 1904.
- FRÜH: Über Form und Größe der glazialen Erosion. Verhandl. Schweiz. naturf. Ges. St. Gallen 1906.
- Exkursion zum Studium der morphologischen Verhältnisse der Alpen und ihres Vorlandes. Livret des excurs. Scient. IX. congr. int. de géogr. Genève 1908.
- GARWOOD: The Tarns of the Canton Ticino. Quart. Journ. Geol. Soc. London **62**, 1906.
- GERLACH: Das südwestliche Wallis mit den angrenzenden Landes-teilen von Savoyen und Piemont. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, livr. IX, 1871.
- Die penninischen Alpen. N. Mem. Soc. helvet. sci. nat. XXIII, 1869. (Neugedruckt 1883 in Mat. Carte géol. Suisse, livre XXVII.)
- Carte géologique de la Suisse, 1:100000. f. XXII. 1870.
- GIORDANO e PELLATI: Carta geologica delle Alpi occidentali. R. Uff. geol. Ital. 1908.
- GIRARDIN: Le modelé du plateau suisse à travers les quatre glaciations. Rév. géogr. ann. 1906/07, I.
- GÖTZINGER: Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Geogr. Abh. (Penck) IX, 1, 1907.
- GRAEFF: Geologische und petrographische Studien in der Mont-Blanc-Gruppe. Ber. Naturf. Ges. Freiburg. i. Br. IX, 1894.
- HAUG: Étude tectonique sur les Hautes Alpes de Savoie. Bull. Carte géol. France. VII 1895.
- Sur les hautes Alpes calcaires de la Suisse. C.-R. soc. géol. France. 1895.
- Études sur la tectonique des Alpes suisses. Bull. soc. géol. France XXIV, 1896.
- HAYES: The Southern Appalachians. Nat. Geogr. Monogr. I, 10, 1895.
- The physiography of the Chattanooga District. XIX. Ann. Rept. U. S. Geol. Surv. II, 1899.
- und CAMPBELL: Geomorphology of the Southern Appalachians. Nat. Geogr. Mag. VI, 1894.
- HEIM (ALB.): Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878.
- Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Mat. Cart. geol. Suisse, livr. XXV, 1891.
- Östliche Schweizer Alpen. Livret Guide 1894.
- Der Bau der Schweizer Alpen. Neujahrsbl. Naturf. Ges. Zürich 1907.
- Bemerkungen zu ARBENZ: Der Gebirgsbau der Zentralschweiz. Naturf. Ges. Zürich. Protok. 4. XII. 1911.

- HEIM (ARN.): Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich **51**, 1906.
- HESS: Die Gletscher. Braunschweig 1904.
- Alte Talböden im Rhonegebiet. Zeitschr. f. Gletscherk. II, 1908.
 - Talbildung in den Alpen. Himmel und Erde XXI, 1909.
- JACCARD: La région de la Brèche de la Hornfluh (Préalpes bernoises). Bull. labor. géol., géogr., phys., miner., paléont. de l'Univ. Lausanne V, 1904.
- La région Rubli-Gummfluh (Préalpes médianes). Bull. Soc. vaud. Sci. nat. **43**, 1908.
- JENNINGS: On the Courses of the Landwasser and the Landquart. Geol. Magaz. London 1899.
- JOHNSON: The tertiary history of the Tennessee river. Journ. of Geol. Chicago 1905, XIII.
- KILIAN: Revision des Feuilles de Grenoble, Vizille, Lyon, Vallorcine, Avignon et Marseille. Bull. Carte géol. France XIX, 1909.
- KÖNIGSBERGER: Erläuterungen zur geologischen und mineralogischen Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort. Freiburg i. B. 1910.
- LAUTENSACH: Die Entwicklung der Alpen seit der Tertiärzeit. (Nach A. PENCK und E. BRÜCKNER.) Geogr. Anzeiger X, 1909.
- Glazialmorphologische Studien im Tessingebiet. (Diss. Berlin, 1910. — S.-A. aus „Die Übertiefung des Tessingebietes“, die in PENCKs geogr. Abhandl. erscheinen wird.)
- LAWSON: The geomorphogeny of the Coast of Northern California. Bull. Univ. of Calif. Geology I 8.
- The geomorphogeny of the Upper Kern Basin. Bull. Univ. of Calif. Geol. III 15.
 - The geomorphic features of the Middle Kern. Bull. Univ. of Calif. Geol. IV 16.
 - The geomorphogeny of the Tehachapi Valley system. Bull. Univ. of Calif. Geol. IV 19.
- LUCERNA: Glazialgeologische Untersuchung in den Liptauer Alpen. Sitzungsber. k. k. Ak. d. Wiss. Wien, Math.-nat. Klasse, 1908.
- LUGEON: La région de la Brèche du Chablais. Bull. Carte géol. France VII, 1896.
- La loi des vallées transversales des Alpes occidentales; l'histoire de l'Isère. Bull. soc. Vaudoise sci. nat. XXXIII, 124, 1897.
 - Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. Ann. de Géogr. X, 1901.
 - Les grandes Nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. soc. géol. France 1901.
 - Les grandes nappes de recouvrement des Alpes suisses. C.-R. IX. Congr. géol. Intern. Vienne 1904.
 - La fenêtre de St. Nicolas et la fenêtre d'Ardon. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. **43**, 1907.
 - La fenêtre d'Ardon. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. **45**, 1908.
 - und ARGAND: Plis du gneiss des Alpes. C.-R. Acad. Sci. Paris 1905.
 - Nappes de Gneiss des Alpes. C.-R. Acad. Sc. Paris 1906.
- MACHACEK: Der Schweizer Jura. Versuch einer geomorphologischen Monographie. Erg.-Heft 150 zu Petermanns Mitt. 1905. — Geomorphologische Studien aus dem norwegischen Hochgebirge. Abhandl. k. k. Geogr. Ges. Wien VII, 2, 1908.
- v. MARTIN: Eine Höhenwanderung im Monte-Rosa-Gebiete. Öst. Alpenzeit. XXVII, 1905.

- DE MARTONNE: Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transsylvanie (Karpates méridionales). *Rév. An. de Géogr.* I, 1907.
- *Traité de Géographie physique* 1909, Arm. Colin, Paris.
 - Sur l'inégale répartition de l'érosion glaciaire dans le lit des glaciers alpins. *C. R. Ac. Sci.* CXLIX, 1909.
 - Sur la genèse des formes glaciaires alpines. *C. R. Ac. Sci.* CL, 1910.
 - L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. *Ann. de Géogr.* XIX, 1910; XX, 1911 (vgl. hierzu meine Bemerkungen auf Seite 66, Zusatz).
 - L'évolution du relief de l'Asie centrale d'après des publications récentes. *La Géographie* XXIII, 1911.
 - Principes de l'analyse morphologique des niveaux d'érosion appliquée aux vallées alpines. *C. R. Ac. Sci.* CLIII, 1911.
 - Résultats de l'analyse morphologique des niveaux d'érosion des vallées de l'Arc et de l'Isère. *C. R. Ac. Sci.* CLIII, 1911.
 - Sur la chronologie des thalwegs pliocènes et quaternaires de l'Arc et de l'Isère. *C. R. Ac. Sci.* CLIII, 1911.
- V. MOJSISOVICS: Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen. Wien 1879.
- Erläuterungen zur geologischen Karte von Öst.-Ung., SW-Gruppe. Nr. 19, Ischl und Hallstadt. Wien 1905.
- MORDZIO: Einige Bemerkungen zum Alter der deutschen Mittelgebirge. *Ber. üb. d. 43. Versamml. d. Oberrhein. geol. Vereines.* 1910.
- NUSSBAUM: Die Täler der Schweizer Alpen. *Wissensch. Mitt. d. Schweiz. Alpin. Mus. Bern.* 3. 1910.
- Die Tal- und Bergformen des Vispgebietes. *Jahrb. d. Schweiz. Alpenkl.* 46, 1910/11.
- PENCK: Glacial features in the surface of the Alps. *Journ. of Geol.* Chicago 1905, XIII.
- Beobachtung als Grundlage der Geographie. Berlin 1906.
 - Die Entstehung der Alpen. *Z. d. Ges. f. Erdk.* Berlin 1908.
 - (PENCK-BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901—1909.)
- PHILIPPI: Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. *Diese Zeitschr.* 62, 1910.
- PREISWERK: vgl. SCHMIDT und PREISWERK.
- RASSMUSS: Vgl. v. STAFF und RASSMUSS.
- RECK: Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft. *Diese Zeitschr.* 1912, S. 81.
- RICHTER: Gebirgshebung und Talbildung. *Zeitschr. D.-Österr. A-V.* XXX, 1899.
- Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. *Erg.-Heft* 132 zu PETERMANN'S *Mitt* 1900.
- ROMER: Sur les zones morphologiques de la Suisse occidentale. *C. R. Ac. Sci.* CXLIX, 1909.
- RUSSELL: Preliminary Paper of the Geology of the Cascade-Mountains in Northern Washington. *XX. Ann. Rept. U. S. Geol. Surv.* II, 1900.
- RÜTIMEYER: Die Tessiner Alpen. *Jahrb. d. Schweiz. Alpenkl.* 1873/74.
- Über Pliocen und Eisperiode auf beiden Seiten der Alpen, 1876.
- SALISBURY and ARWOOD: The interpretation of Topographic Maps. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 60, 1908.
- and CHAMBERLIN: *Geology.* London 1908.
- SANDBERG: Etude géologique sur la massif de la Pierre-à-Voir. Paris, Bouillant, 1905.
- SCHARDT: Coup d'oeil sur la structure géologique des environs de Montreux. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* XXIX, 112, 1892.

- SCHARDT: Alpes occidentales suisses. Livret guide. 1894.
- Die exotischen Gebiete, Klippen und Blöcke am Nordrande der Schweizeralpen. *Eclog. geol. Helvet.* V, 1898.
 - Les régions exotiques du versant nord des Alpes Suisses. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* **34**, 128, 1898.
 - Note préliminaire sur l'origine des lacs du pied du Jura Suisse. *Eclog. geol. Helvet.* V, 1898.
 - Les vues modernes sur le tectonique et l'origine des Alpes. *Archives Genève XXIII*, 1907.
 - Géologie de la Suisse. Extrait de „la Suisse“. *Ét. géogr. Neuchâtel* 1908.
 - Coup d'œil sur la géologie et la tectonique des Alpes du canton du Valais. *Bull. Soc. Murithienne des Sci. nat. du Valais* **35**. Sion 1909.
- SCHMIDT: Zentrale Schweizer Alpen. Livret guide. 1894.
- Géologie du massif du Simplon. Géologie de Zermatt et sa situation dans le système alpin. *Archives Genève* **34**; *Ecl. géol. Helvet.* IV; *C.-R. Soc. helvet. Sci. nat. Zermatt*, 1895.
 - Bild und Bau der Schweizeralpen. Beilage z. *Jahrb. S. A. C.* **42**, 1906/07.
 - Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. *Eclog. Geol. Helvet.* IX, 1907.
 - Die Geologie des Simplongebietes und des Simplontunnels. *Rektoratsprogramm d. Univ. Basel*. 1908.
 - , PREISWERK und STELLA: Geologische Karte des Simplongebietes. *Mat. carte géol. Suisse*, XXVI, carte spéc. 48, 1907.
 - und PREISWERK: Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe. Zürich, *Com. Geol. Suisse*, 1907.
 - , BUXTORF und PREISWERK: Die Exkursionen der deutschen geologischen Gesellschaft. *Diese Zeitschr.* **60**, 1908.
- SMITH: *Geology and Physiography of Central Washington*. Prof. Paper U. S. Geol. Surv. 19, 1903.
- SPEITHMANN: Härtling für Monadnock. — Nachrumpf und Vorrumpf. *Zentralbl. f. Min. etc.* 1908.
- v. STAFF: Zur Entstehung einiger Züge der Riesengebirgslandschaft. *Wanderer im Riesengeb.* 1910.
- Zur Entwicklung des Flußsystems und des Landschaftsbildes im Böhmerwald. *Zentralbl. f. Min.* 1910.
 - Zur Entwicklung des Flußsystems des Zäckens bei Schreiberhau im Riesengebirge; eine geomorphogenetische Studie. *N. Jahrb. f. Min. B.-B.* **31**, 1911.
 - und RASMUSSEN: Zur Morphogenie der Sächsischen Schweiz. *Geolog. Rundschau* II, 1911.
- STEINMANN: Gebirgsbildung und Massengesteine in der Kordillere Südamerikas. *Geol. Rundschau* I, 1910.
- Geologische Probleme des Alpengebirges. *Zeitschr. D.-Ö. A.-V.* 1906.
- STELLA: Il problema geotectonico dell'Ossola e del Sempione. *Boll. R. Comit. geol. Italia; Boll. soc. geol. Ital.* XXIV, 1905.
- VOLZ: Jungpliocänes Trockenklima in Sumatra und die Landverbindung mit dem asiatischen Kontinent. *Gaea, Stuttgart* 1909.
- ZÜRCHER: Le relief du sol dans la partie méridionale des Basses-Alpes. *Ann. de Géogr.* VII, 1898.

2. Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft im Lichte der Davis'schen Cyclustheorie.

Von Herrn HANS RECK
in Berlin.

Inhaltsübersicht.

	Seite
I. Einführung und Überblick	83
Historische Einleitung. — Die Methode. — Neuere Arbeiten. — Die Literatur über das behandelte Gebiet. — Die Begrenzung desselben. — Die Donaulinie als Bruchrand. — Tektonik und Morphologie. — Das deduktive Schema. — Nomenclatur.	
II. Der Donaulauf und seine Geschichte	110
a) Die Donau oberhalb Ulm	110
Vergleich zwischen Donau und Rhein als Erosionsbasen. — Gefällskurven. — Relatives Alter. — Wutachabzapfung. — Wutach und Neckar als die Donau bedrohende Räuber. — Entfernung von der Erosionsbasis. — Älteste Donau. — Die präeobermiocäne Landoberfläche. — Hebung des Schwarzwaldes. — Die Anlage des Quellgebietes der Donau. — Die pliocänen Dq-Schotter. — Ihr Alter. — Ihr Vorkommen. — Ihre Verknüpfung mit der Donau. — Alter und junger Donaulauf bis Ulm — Mäander. — Zwangsmäander. — Umlaufberge. — Blautal.	
b) Die Donau unterhalb Donauwörth	131
Fortsetzung der pliocänen Donau in östlicher Richtung. — Das Wellheimer Trockental. — Seine Beziehungen zur Altmühl, desgl. zur alten Donau. — Die pliocänen Quarzschotter. — Die Treuchtlinger Gerölle. — Herkunft — Zusammensetzung. — Die Gerölle von Sigellöh. — Identifikationsversuche nach Alter und Herkunft. — Folgerungen. — Der Donaulauf von Kelheim bis Regensburg. — Pliocäne Donauschotter bei Passau.	
c) Zusammenfassung	139
III. Die schwäbische Alb und ihr nördliches Vorland	142
a) Der Südwesten der schwäbischen Alb	142
Prim-Faulenbachtal. — Seine Morphogenese. — Die Berechtigung der HAAG'schen Annahme einer hier nordwärts fließenden diluvialen Donau. — Talweite und Flußgröße. — Beera. — Morphogenese.	
b) Die Albtäler zwischen Beera und Brenz	151
Schmiecha. — Lauchert. — Vehla. — Albbuchten. — Große Lauter. — Lone. — Brenz.	

	Seite
c) Die Flüsse des östlichen Schwarzwaldgehanges	155
Eschach. — Glatt. — Nagold. — Die morphologische Zugehörigkeit dieser Flüsse zu den Flüssen des Albkörpers.	
d) Der Neckar und die Neckarniederung	160
Die morphologische Ungleichwertigkeit von Oberlauf und Unterlauf. — Das Neckarknie bei Plochingen. — Neckarunterlauf als umgekehrt konsequenter Donaunebenfluß. — Anhaltspunkte hierfür. — Kocher und Jagst. — Ursachen der Flußumkehrungen. — Ihr Alter. — Die Entwicklung des Neckaroberlaufes. — Zur Lage der ältesten Wasserscheide. — Die Zone der Flußumkehrungen. — Die Zone junger Zwangsmäander.	
IV. Die Wörnitz und Altmühl im Gebiete der Alb und ihres nördlichen Vorlandes	173
a) Das Ries	173
Das vulkanische Ries als Störungselement der normalen morphologischen Alb-Entwicklung. — Ansichten über die hydrographischen Verhältnisse des Rieskessels im Obermiocän — Die lokale Erosionsbasis des Kessels. — Konsequente und subsequente Flüsse.	
b) Das Eger- und untere Wörnitztal	180
Das Egertal als praeexistierender Talzug. — Spuren einer Fortsetzung nach aufwärts. — Jagstbucht. — Spuren seiner Fortsetzung nach abwärts. — Unteres Wörnitztal und Wörnitzdurchbruch.	
c) Das obere Wörnitztal	183
Die subsequente Zusammenfassung der Wasser vor dem Riesrand. — Die zwei Tiefen- (Durchbruchs-) linien des nördlichen Albrandes.	
d) Das obere Altmühltal	184
Seine Geschichte nach SCHWERTSCHLAGER. — Gründe gegen die SCHWERTSCHLAGER'sche Ansicht. — Zwangsmäander. — Die Lage der kontinentalen Wasserscheide und deren Deutung. — Fossa Carolina. — Talwasserscheide bei Graben. — Junge Abzapfungen und Flußumkehrungen. — Die Rednitz mit der fränkischen und schwäbischen Rezat als Quellästen. — Anlauter und Schwarzach.	
V. Der Frankenjura und sein Vorland.	193
a) Das oberfränkische Becken	193
Divergente Entwässerungsanlage in Frankenjura und westlichem Vorland. — Störung in der Einheitlichkeit der Flußentfaltung im fränkischen Becken. — Antiklinale. — Die westlichen Regnitznebenflüsse. — Main und Regnitz. — Alter, Lage des Albrandes. — Obermiocäne Süßwasserbildungen vor dem Albfluß.	
b) Der westliche Frankenjura	203
α) Albbuchten	203
Die morphogenetische Bedeutung der Albbuchten. — Pegnitzbucht. — Wiesentbucht. — Mainbucht.	
β) Albüberdeckung	206
Lyditgerölle auf der Alb und im westlichen Vorland. — Ihre Heimat. — Die Eluvialtheorie GÜMBELS.	

	Seite
c) Pegnitz und Wiesent	207
Pegnitz	207
Das Karstphänomen auf der fränkischen Alb. —	
Stratigraphie und Tektonik. — Theoretische Schlüsse	
bezüglich der Morphogenese der fränkischen Alb. —	
Tatsachen und Beobachtungen. — Der Pegnitzober-	
lauf. — Ungleichwertige Zusammensetzung. — Der	
Kampf um die Wasserscheide.	
Wiesent	207
Ungleichwertige Zusammensetzung. — Jugendliche Ab-	
zapfung. — Alter Flußlauf. — Subsequenz und	
Tektonik.	
d) Das Naabgebiet	222
Praemiocäne Entwicklung. — Der Naabunterlauf. — Die	
konsequenten Fichtelgebirgsquelläste. — Die subsequenten	
Aeste. — Die Antagonisten: Roter und Weißer Main. —	
Die Vils. — Der Regen. — Unabhängigkeit der Tal-	
entwicklung von alten tektonischen Linien. — Der	
Regenunterlauf. — Zusammenfassung.	
VI. Zusammenfassung der wichtigsten Resultate . . .	227

I.

Einführung und Überblick.

Historische Einleitung. — Die Methode. — Neuere Arbeiten. — Die Literatur über das behandelte Gebiet. — Die Begrenzung desselben. — Die Donaulinie als Bruchrand. — Tektonik und Morphologie. — Das deduktive Schema. — Nomenclatur.

Historische Einleitung. Morphologische Studien haben erst in den letzten Dezennien die Würdigung in der Wissenschaft erfahren, die ihnen ihrer Wichtigkeit nach zukommt, und welche sie bei ihrer weitgehenden Bedeutung für die Erkenntnis der mechanischen Entwicklungsgesetze unserer Erdoberfläche fordern können.

Dies rührt wohl vornehmlich daher, daß die vereinzelter Stimmen zunächst ungehört verhallten, welche eine so weitgehende Wirkung der subaerischen Abtragung annahmen, daß große Landmassen durch sie in flachwellige Ebenen umgewandelt werden konnten, welche ohne Rücksicht auf die geologische Struktur des Bodens diese in einer mehr oder minder ebenen Fläche abschnitten¹⁾.

¹⁾ DAVIS: Baselevel, Grade and Penepplain. Journ. of Geology 1902. S. 77 ff. Vgl. auch den Abdruck dieser und anderer morphologischer Artikel, die noch zum Teil zu nennen sein werden, sowie die ausführlichen Literaturangaben in der Sammlung: Geographical Essays. Boston 1910.

Der übermächtige, dogmatische Einfluß der Abrasionstheorie stand ihnen gegenüber, die hauptsächlich von den Geologen der meerumbrandeten britischen Inseln ausgebaut worden und zu fast allgemeiner Annahme auch am Kontinent gelangt war. In England war RAMSAY¹⁾ der Führer dieser Richtung, in Deutschland v. RICHTHOFEN²⁾.

Der Nachweis allerdings, ob eine Ebene als eine marine oder eine subaerische Denudationsfläche angesehen werden darf, ist schwierig und kompliziert, und der Mangel durchschlagender Gesichtspunkte zur Trennung beider Erscheinungen war wohl einer der Haupthinderungsgründe, welche der Anerkennung der Theorie subaerischer Denudation lange hindernd im Wege stand.

Aber abgesehen davon, daß durchaus nicht jede Denudationsfläche die zu erwartenden Konglomerate einer Transgressionsfläche aufweisen kann, abgesehen davon auch, daß nicht über jeder solchen Fläche marine Sedimente lagern, sondern oft auch typische Süßwasserbildungen, so war es doch wohl hauptsächlich der Mangel einer Möglichkeit, die Entwicklung und Entstehung einer „Peneplain“ anders zu erklären als durch Abrasion, welche die subaerische Einebnungskraft des fließenden Wassers so lange verneinen ließ.

Man ließ die Tätigkeit der Flüsse mit der Schaffung ihrer Täler einfach erschöpft sein, ohne zu verfolgen, was dann geschehen müsse, wenn der Fluß sich sein reifes Tal geschaffen. Arbeitslosigkeit ist aber eine mechanische Unmöglichkeit für einen, wenn auch noch so träge strömenden Fluß, denn Bewegung ist Kraft, und Kraft leistet Arbeit. Es ist also nur die geringe Größe der Kraftleistung einer Discussion und einer Unterschätzung zugänglich; diese aber gleicht die Natur aus durch die gewaltigen, ihr zur Verfügung stehenden Zeiträume.

Eine theoretische, fast rechnerische Zurückverfolgung der mechanischen Arbeitsfähigkeit eines Flusses und seiner Schuttmassen führt zweifellos zur theoretischen Möglichkeit einer „Fastebene“.

Freilich wird diese Ableitung dem Einwand begegnen, daß heute tatsächlich keine unzerteilte, fertige Peneplain bekannt ist.

Eines der besten und größten existierenden Beispiele einer solchen bieten noch die weiten welligen Gefilde Sibiriens, aber auch

¹⁾ RAMSAY: Denudation of South Wales. Mem. Geol. Surv. Great Britain 1846. — Physical Geology and Geography of Great Britain 1878.

²⁾ v. RICHTHOFEN: China (II) 1882. — Führer für Forschungsreisende. 1886.

hier haben die Flüsse, in jüngster Zeit allerdings erst sich tiefe Schluchten und V-förmige Täler in den verebneten Untergrund genagt und beginnen so, ihn zu zerteilen.

Alte Peneplains aber sind in großer Zahl bekannt. Ich nenne nur die von DAVIS¹⁾ behandelten Peneplains von New Jersey, die des Rheinischen Schiefergebirges und anderer deutscher Mittelgebirge. Auch diese Arbeit wird solche noch vorzuführen haben.

Das Fehlen fertiger Peneplains heutigentags kann aber nicht als Beweis der Unrichtigkeit ihrer theoretischen Ableitung oder ihres Nichtvorhandenseins in früheren Zeitepochen gelten, denn ausgereifte Peneplains, welche etwa gar schon Annäherungen an die baselevelplain zeigen (siehe später S. 87), müssen a priori von jeher äußerst selten gewesen sein, da sie einerseits enorme Zeiträume vollkommener tektonischer Ruhe voraussetzen, diese aber doch wohl stets nur lokal und in beschränktem Maße vorhanden gewesen sein können. Deshalb kann es auch nicht erstaunlich sein, daß in der Jetztzeit, in der noch immer die tektonischen Konvulsionen der Tertiärzeit nachklingen, keine fertigen Peneplains bekannt sind.

Der Ausbau eines theoretischen Systems zur Erklärung subaerischer Denudationsflächen mußtenotwendigauf induktiver Basis beruhen. Alle älteren morphologischen Arbeiten sind daher auch mehr oder weniger induktiv. Es muß als Fortschritt der Forschung bezeichnet werden, wenn dann die Induktion zu einem System führt, das umgekehrt nun deduktiv den unendlichen Formenreichtum der Landoberfläche zusammenzufassen, zu gruppieren und einheitlich zu deuten gestattet.

Ein solches universelles System wurde nun in tiefgründiger Weise der Hauptsache nach zuerst in Amerika ausgebaut²⁾. Dort war es vor allem der Geologieprofessor DAVIS³⁾, der auf den älteren morphologischen Studien anderer, so vornehmlich POWELLS⁴⁾, DUTTONS⁵⁾, MAWS⁶⁾, GILBERTS⁷⁾, MC GEES⁸⁾, SALIS-

¹⁾ DAVIS: The rivers of Northern New Jersey with notes on the classification of rivers in general. National Geogr. Mag. 1890. II. p. 81. ff.

²⁾ Vgl. hierüber: PENCK: Morphologie der Erdoberfläche 1894.

³⁾ DAVIS: Geographical Essays. 1910.

⁴⁾ POWELL: Explorations of the Colorado river of the West. 1875. — POWELL: Geology of the Uinta Mountains 1876.

⁵⁾ DUTTON: Tertiary history of the Grand Cañon District. U. St. Geol. Surv. Mon. II. 1882.

⁶⁾ MAW: Notes on the comparative structure of surfaces produced by subaerial and marine denudation. Geol. Mag. III. 1866.

⁷⁾ GILBERT: Geology of the Henry Mountains. 1877.

⁸⁾ MC GEE: The Geology of the Head of Chesapeake bay.

BURYS¹⁾, HAYES²⁾ u. a. sowie auf eigenen Untersuchungen fußend³⁾, seine zusammenfassende deduktive Methode ausbaute. Freilich stellte sich dabei auch sogleich der Gegensatz und Kampf zwischen deduktiver und induktiver Methode ein.

Die deduktive Methode sollte das Mittel an die Hand geben, ohne weiteres aus dem gegebenen Schema die morphologischen Grundzüge jeder Landschaft zu erklären. Sie sollte gewissermaßen die Schablone sein, die man über eine Karte legt, um dann die Hauptzüge dieser Landschaft klar aus der verwirrenden Menge lokalen Details heraustreten zu sehen; diese so erkannten Grundlinien aber entstehen nur auf Grund einer ganz bestimmten Entwicklung, sie verkörpern stets eines der wechselnden Stadien eines erosiven *Cyclus* und sind Bildungen, welche alle nach gleichbleibenden, universellen mechanischen Prinzipien entstanden sind, welche also auch universelle Gültigkeit haben nach Zeit und nach Ort. Daher führt die Erkenntnis der heutigen Landschaft unmittelbar zur Erkenntnis ihrer Geschichte.

Da tatsächlich die bis heute nach den Gesichtspunkten dieser Methode untersuchten Landschaften stets den Forderungen der Theorie untergeordnet werden konnten, so ist rückwirkend gerade diese Allgemeingültigkeit eine starke Stütze für die Richtigkeit der Prinzipien, die ihr zugrunde liegen. Vor allem aber tritt dadurch klar die Einheitlichkeit und Einfachheit der Gesetze hervor, nach denen die Kräfte der Erosion und Denudation an der Zerstörung der Erdoberfläche arbeiten.

Diese Allgemeingültigkeit der Gesetze, die Einheitlichkeit ihrer Bewirkung des Untergrundes muß besonders betont werden; sie wirken also regional und müssen einer Landschaft gemeinsame Züge aufprägen. Gleiche gemeinsame morphologische Einzelelemente innerhalb einer Landschaft sind also Anzeichen einer gleichen Entwicklungsgeschichte innerhalb des gleichartig beeinflussten Gebietes. Die Entstehung der Landschaftsformen innerhalb eines morphologisch

Ann. Rep. U. St. Geol. Surv. 1888. — Three Formations of the Middle Atlantic slope. Ann. Journ. Sci. XXXV 1888.

¹⁾ SALISBURY: Geol. Surv. New Jersey. 1895.

²⁾ HAYES: The southern Appalachians Nat. geogr. Mon. I. 10, 1895. — VI. 1894. — XIX. Ann. Rep. U. St. geol. Surv. II. 1899.

³⁾ DAVIS: besonders: The rivers and valleys of Pennsylvania. Nat. geogr. Mag. Washington I. 1887 S. 183 ff. — The rivers of Northern New Jersey with notes on the classification of rivers in general. Nat. geogr. Mag. Washington II. 1890. — The development of certain English rivers. Geog. Journ. London 1895. S. 127 ff.

einheitlichen Gebietes ist daher nicht an die einzelnen Flußläufe als selbständige Elemente gebunden, sondern diese werden in ihrer Gesamtheit von einem einzigen Orte aus in ihrer Tätigkeit reguliert, der Erosionsbasis.

Dieser Ausdruck entspricht dem amerikanischen baselevel, der zuerst 1875 von POWELL¹⁾ eingeführt wurde, und der in seiner unsprünglichen Bedeutung das Niveau des Seespiegels als allgemeines letztes Erosionsziel der zerstörenden Tätigkeit fließenden Wassers bezeichnete. Doch ist das Wort im Laufe der Jahrzehnte vielfachen Umdeutungen unterworfen gewesen. DAVIS²⁾ hat dies in seiner Arbeit, in der er eben das Wort base-level wieder auf seine ursprüngliche Bedeutung zurückführen und beschränken will, dargelegt. Unter dem Begriff baselevel versteht man vor allem auch eine mathematische gedachte Fläche, deren leichte Neigung zum Seespiegel bestimmt wird durch die Neigung der Flüsse selbst, in einem Alter, in dem sie praktisch aufgehört haben, ihre Betten tiefer zu erodieren. Für diesen Zustand schlug DAVIS die Namen grade und plain of gradation oder peneplain vor; endlich zog man auch zu dem Begriff baselevel eine lokale und zeitlich eng begrenzte Erosionsbasis, welche durch lokalen, vorübergehenden Aufstau der Flüsse, sei es durch loses Material oder durch die verzögerte Überwindung von harten im Wege liegenden Schichten geschaffen wird. Bei dieser Deutung sollte jedoch stets auch der lokale Charakter der Erscheinung ausdrücklich betont werden, weil gerade in ihrem Auftreten im Gegensatz zu der reifen plain of gradation ein relativ jugendliches Stadium der Flußentwicklung sich zu erkennen gibt. Base-levels können daher nur zweierlei Art sein: dauernd oder vorübergehend; aber sie sind von Anfang bis zu Ende ihres Bestehens fertig geschaffene Zustände, während Grade und Peneplain im Laufe des Cyclus sich erst entwickeln und ausdehnen unter steter Änderung ihrer Neigungswinkel.

Man sieht auch in der Ableitung dieser Namen wieder die Einheitlichkeit der entwicklungsmechanischen Methode, die ihnen zugrunde liegt, und die nicht von den einzelnen Flußläufen eines Gebietes als voneinander unabhängigen Gebilden ausgeht, sondern sie in einheitlichem Landschaftskomplex auch in gemeinschaftlichem, allgemein gültigem Rahmen vor Augen

¹⁾ POWELL: Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries. Wash. 1875.

²⁾ DAVIS: Base-level, Grade and Peneplain. Journ. of Geology 1902 X. 77 ff. — Geographic Methods in geological investigation, Nat Geogr. Mag. I. 1889. S. 11. ff.

führt. Wenn dabei der einheitliche Grundzug in der Entwicklung einer Landschaft einmal gefunden ist, so wird es nicht immer unbedingt nötig sein, die Geschichte jedes einzelnen kleinen Flusses eines solchen Gebietes nach Ort und Zeit genau zu beweisen; denn hier können erfahrungsgemäß Analogieschlüsse da eintreten, wo ein Beweis durch lokale Verhältnisse oft unmöglich gemacht ist. Zwei morphologisch gleichwertige, benachbarte Flüsse haben (sofern sie nicht zwei verschiedenen Landschaftskomplexen angehören) mit all dem Grade von Sicherheit, die Analogiebeweisen überhaupt zukommen kann, auch analoge Geschichte. Ist aber die chronologische und entwicklungsgeschichtliche Einordnung des einen Flusses geglückt, so ist damit auch die des anderen im allgemeinen in allen wesentlichen Zügen ableitbar. Dies wird für die ferneren Ausführungen noch des öfteren von Bedeutung sein.

Wie in Frankreich de LAPPARENT¹⁾ der Vorkämpfer der neuen deduktiven Richtung wurde, so waren es in Deutschland vor allem PENCK²⁾ und LÖWL³⁾, welche die weittragende Bedeutung dieser neuen Richtung erkannten; sie verpflanzten sie nicht nur nach Deutschland, sondern bildeten sie hier auch selbständig fort. PENCK vor allem schuf hier die Grundlagen einer modernen Glazialmorphologie⁴⁾.

Wie aber der geographische Cyklus von Gegenden mit vornehmlich feuchtem und kaltem Klima seinen eigenen Formenschatz entwickelt, so auch der Cyklus des vorwiegend heißen und trockenen Klimas wüstenartiger Landstriche. Mit diesem größtenteils mit der Kraft des Windes und den mechanischen Wirkungen der Temperaturdifferenzen arbeitenden Cyklus haben uns hauptsächlich WALTHERS⁵⁾ und vor allem PASSARGES⁵⁾ Studien bekannt gemacht, der u. a. die wichtige Tatsache erkennen lehrte, daß der trockene Cyclus auch eine hoch über dem base-level stehende Peneplain schaffen kann, was bei einem fluvialen Erosionscyklus unmöglich ist, eine Feststellung, die vor allem für die Festlegung und Beurteilung fossiler Peneplains zur Vorsicht mahnen muß.

¹⁾ DE LAPPARENT: L'âge des formes topographiques. Rev. des Quest. Scient. 1894. — La Géomorphogénie. Rev. des Quest. Scient. 1895. — Leçons de Géographie physique 1896 (3. Aufl. 1907).

²⁾ PENCK: Das Endziel der Erosion und Denudation. Verh. VIII. deutsch. Geogr. Tag 1889. — Morphologie der Erdoberfläche. 1894.

³⁾ LÖWL: Geologie.

⁴⁾ PENCK-BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. 1909.

⁵⁾ PASSARGE: Rumpfflächen und Inselberge. Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges. 1904. S. 193 ff. — Die Inselberglandschaften im tropischen Afrika. Naturw. Wochenschr. 1904 S. 657 ff. — Die Kalahari. Berlin 1904. — Vgl. auch WALTHER: Das Gesetz der Wüstenbildung. Berlin 1900.

Aber immer mehr wurde die Morphologie ein Sondergebiet der Geographie, trotzdem doch wohl ebenso sehr wie der Geograph, dem sie als notwendige Grundlage zum Verständnis der Erdoberfläche unentbehrlich ist, der Geologe ihr sein Interesse zuwenden sollte; denn die Morphologie ist eben die erdgeschichtliche, also geologische Entwicklung eben dieser Oberfläche. Tatsächlich haben erst in den letzten Jahren auch deutsche Geologen in umfassender Weise ihr Interesse deduktiven geomorphologischen Studien zugewandt. Der neue Weg wirkte auch sofort belebend auf die Geologie ein und brachte manches Problem einer Lösung näher, das vorher noch heiß umstritten war, und beleuchtete manche alte Frage mit neuem, unerwartetem Licht. Ich erinnere nur an den großen Fortschritt der Erkenntnis der jüngeren Geschichte der deutschen Mittelgebirge durch derartige Studien, wie wir sie z. B. PHILIPPI¹⁾ v. STAFF²⁾ u. a. verdanken. In merkwürdigem Gegensatz steht dazu doch z. B. die noch nach alten Prinzipien gearbeitete, fast gleichzeitig erschienene Arbeit MAYRS³⁾ über die Morphologie des Böhmerwaldes.

Manchen langwierigen geologischen Streit hätte eine frühere und weitergehende Berücksichtigung der Morphologie ersparen können. Ich erinnere hier nur an die Kontroversen, welche noch bis in die letzten Jahre an die Erforschung der jüngsten Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges geknüpft waren, zu einer Zeit, als längst DAVIS die Entstehung des Rheintales in Wort und Bild nach seiner deduktiven Methode als sicher gestellt in ein Lehrbuch für amerikanische Mittelschulen⁴⁾ übernommen und sich dabei zu einer Ansicht bekannt hatte, die sich heute auch bei uns immer allgemeinerer Anerkennung erfreut.

¹⁾ PHILIPPI: Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1910.

²⁾ H. v. STAFF: Zur Entstehung einiger Züge der Riesengebirgslandschaft. Wanderer im Riesengebirge 1910. — Zur Entwicklung des Flußsystems und des Landschaftsbildes im Böhmerwald. Centr. Bl. f. Min. usw. 1910, S. 564. — Zur Entwicklung des Flußsystems des Zackens bei Schreiberhau im Riesengebirge. N. Jahrb. f. Min. 1910. — v. STAFF und RASSMUS: Zur Morphogenie der Sächsischen Schweiz. Geolog. Rundschau 1911.

³⁾ MAYR: Morphologie des Böhmerwaldes. Landeskundl. Forsch. d. geogr. Ges. München 1910, VIII.

⁴⁾ Ich verweise nur auf die Kontroverse BRANCA-KOKEN; zahlreiche Gebilde, welche KOKEN als glazial angesehen hatte (Buchberggerölle, Lauchheimer Breccie) konnten als sicher vulkanischen Ursprungs von BRANCA festgestellt werden: Vgl. KOKEN: Geologische Studien im fränkischen Ries. N. Jahrb. Beilg. Bd. XII. 1899. — Vgl. KOKEN: Geologische Studien im fränkischen Ries. 2. Folge. Beilg. Bd. XV. 1902. — BRANCA: Das vulkanische Vorries. Abh. d. k. preuss. Akad. d. Wiss. 1903. — BRANCA und FRAAS: Das vulkan. Ries bei Nördlingen. Akad. d. Wiss. 1901.

Aber auch die neuerdings einsetzende morphologische Bearbeitung des Hochgebirges der Alpen hat zu ganz überraschenden Resultaten geführt. Dies zeigen u. a. die Arbeiten BRÜCKNERS¹⁾, MARTONNES²⁾, v. STAFFS³⁾, ARGANDS⁴⁾, LUGEONS⁵⁾ u. a. m.

Waren so Mittelgebirge und Hochgebirge nebst Vorland⁶⁾ von einheitlichem Gesichtspunkte bearbeitet worden, so fehlte doch eine derartige zusammenfassende morphologische Betrachtung der sie trennenden, tektonisch so einfach gebauten Beckenlandschaften, wie auch das süddeutsche Trias-Jura-Becken eines ist, vollkommen.

Die Bedeutung der bei einer solchen Bearbeitung etwa gewonnenen Resultate aber muß eine viel allgemeinere, weitergehende sein, als dies zunächst infolge der lokalen Begrenzung des Gebietes der Fall zu sein scheint, denn das Trias-Jura-Becken Süddeutschlands stellt nur ein typisches Beispiel einer Schichtstufenlandschaft dar, wie solche allenthalben auf der Erdoberflächenicht selten wiederzufinden sind. Bei der regionalen Gültigkeit morphologischer Gesetze aber müssen die hier sich ergebenden Prinzipien ohne weiteres sich auf alle anderen Landschaften mit analogen Strukturelementen übertragen lassen.

Süddeutschland. Die über unser engeres Gebiet bestehenden Publikationen sind reich an Zahl wie an Beobachtungsmaterial für den westlichen, schwäbischen Teil, sie sind spärlich und gering für den östlichen, fränkischen. Es wird daher im Folgenden die Geschichte der Landoberfläche sich zunächst vornehmlich aus einer Würdigung der Verhältnisse im Westen ableiten lassen; die so gewonnenen Resultate aber lassen sich dann ohne Schwierigkeiten auf den Osten übertragen, und wenn auch dort die mangelnde neuere Literatur und Kartenunterlage manchen Einzelzug der Entwicklung unklar wird erscheinen lassen, so zeigt doch auch dort die prinzipielle Übereinstimmung der morphologischen Einzelelemente in der Landschaftsentwicklung, daß dieselbe eine einheitliche Geschichte, von den gleichen Faktoren beherrscht, durchlaufen hat.

¹⁾ BRÜCKNER: Die glazialen Züge im Antlitz der Alpen. Naturw. Wochenschr. 1909, S. 785; sowie in PENCK-BRÜCKNER I. c.

²⁾ MARTONNE: L'érosion glaciaire et la formation des Vallées Alpines. Annales de Géographie XIX und XX 1910/11.

³⁾ v. STAFF: Zur Morphogenie der Praeglaziallandschaft in den Westschweizer Alpen. Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges. 1912.

⁴⁾ ARGAND: La Doire Baltée en aval d'Aoste. Rev. de Géogr. ann. III. 1909.

⁵⁾ LUGEON: Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. Ann. de Géogr. X 1901.

⁶⁾ PENCK-BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter.

Zweck dieser Arbeit ist es aber, gerade die allgemein auftretenden Züge festzustellen und zu einem einheitlichen Bilde zusammenzufügen. Nur auf Grund der Erkenntnis der hauptsächlichsten Züge des Landschaftsbildes im Ganzen wird sich auch die Entwicklung der Kleinformen in einem eng begrenzten Gebiet ableiten lassen. Mögen dabei auch manche speziellen Fälle, die in dieser Arbeit heranzuziehen sein werden, nicht exakt in bezug auf die Richtigkeit ihrer Deutung beweisbar sein, mögen sogar solche Fälle späterhin von speziellen Untersuchungen im einzelnen noch Modifikationen und Umdeutungen erfahren, so tritt doch der rote Faden stets sich wiederholender Gesetze zu deutlich aus der Masse des Details hervor, um im Prinzip anderer Deutung fähig zu sein, um also andere Grundzüge der Entwicklungsgeschichte der süddeutschen Schichtstufenlandschaft zuzulassen.

Zudem ist das zu untersuchende Gebiet ein recht großes und z. T. kompliziertes, ein Gebiet auch, von dem nach der hier verfolgten Methode bis jetzt nur der vorzüglich bearbeitete kleine Ausschnitt betrachtet wurde, den SCHEU zum Gegenstand seiner Untersuchungen gemacht hat, und auf den zurückzukommen noch mehrfach Gelegenheit sich ergeben wird.

Ich bin mir also wohl bewußt, daß die vorliegende Studie mehr einen ersten Versuch, als eine endgültig abgeschlossene Bearbeitung des Gebietes bedeutet.

So konnten z. B. auch hier wie in so vielen Gebieten, drei sich ablösende Erosionscyclen nachgewiesen werden, aber ihre scharfe geologische Altersbegrenzung mußte offen gelassen werden. In gleicher Weise konnte auch eine ganze Zahl anderer Probleme nur angedeutet oder angeschnitten werden, ohne Möglichkeit, sie auch bereits zu befriedigender Lösung zu führen, wie das der Text des öfteren zeigen wird.

Dennoch aber treten die morphogenetischen Grundzüge der Landschaft dem geschulten Auge bereits auf jeder guten Karte entgegen; ja, diese Arbeit soll gerade darauf hinweisen, wie weitgehend bereits die Karte Aufschluß nicht nur über das geographische Bild einer Gegend, sondern auch über ihren geologischen Bau und über die genetischen Wechselbeziehungen beider geben kann. Damit soll freilich durchaus nicht gesagt sein, daß selbst die beste Karte die eigene Anschauung des Geländes überflüssig machen könnte; im Gegenteil: der Begehung wird gerade die Lösung der Einzelfragen vorbehalten sein, ebenso wie auch die Vertiefung und Erweiterung der vorher schon gewonnen allgemeinen Gesichtspunkte.

Was die Untersuchungsmethode betrifft, so habe ich nach

Möglichkeit einen Mittelweg gewählt, der zwischen dem rein induktiven Vorgehen vieler, besonders älterer Autoren und dem rein deduktiven Schema der DAVIS'schen Methode liegt. Dieses hat er wohl am extremsten in solchen Arbeiten, wie etwa in seinen Studien über Flußterrassen¹⁾ oder über die Flüsse von New Jersey²⁾ zur Anwendung gebracht, indem er in einem Teil der Arbeit nur deduktiv-theoretisch ableitete, was zu erwarten sei, und in einem anderen erst prüfte, was davon auch tatsächlich in der Natur vorhanden ist.

Ich habe es dagegen für dieses Gebiet als vorteilhafter empfunden, Tatsache und Theorie, Induktion und Deduktion nicht derart scharf zu trennen und habe daher die deduktive Theorie stets sogleich mit den Beispielen belegt, welche zur Beurteilung in Frage standen. Ich glaubte so zu einem leichter verständlichen und vor allem natürlicheren, weniger theoretischen Gesamtbild zu kommen als auf dem rein mathematischen DAVIS'schen Wege. DAVIS selbst hat auch Arbeiten geschrieben, in denen er nicht nur die Berechtigung einer mehr gleichzeitigen Benutzung von Theorie und Vorkommen anerkennt, sondern sie auch selbst — wenn auch nur in geringem Maße — zur Anwendung bringt³⁾.

Jedenfalls glaubte ich so auf halb induktivem halb deduktivem Wege am besten die großen Leitlinien hervorheben zu können, welche die Theorie fordert, und welche tatsächlich die Landschaft auch enthält.

Gerade das Fehlen solcher allgemeinen Gesichtspunkte hatte aber die bisherigen, meistens spezielle, kleinere Gebiete behandelnden Arbeiten zur Unfruchtbarkeit für morphologische Zwecke verurteilt. Denn es ist wohl klar, daß Schlüsse, welche auf Untersuchungen in eng begrenztem Gebiet basieren und auf die weitere Umgebung keine Rücksicht nehmen, nur allzuleicht, bei ihrer Übertragung auf das Allgemeine zu Trugschlüssen führen, indem Lokales mit Allgemeinem, Allgemeines aber mit Lokalem verwechselt und zusammengeworfen wird. Es ist ja natürlich auf engem Gebiet auch oft kaum zu entscheiden, ob eine Erscheinung ihr Dasein nur einer lokalen Ursache verdankt, oder ob sie ohne weiteres in die Nachbar-

¹⁾ DAVIS: River Terraces in New England. Bull. Mus. of Comp. Zool. 1902. S. 281 ff.

²⁾ DAVIS: The Rivers of Northern New Jersey with notes on the classification of rivers in general. Nat. Geogr. Mag. 1890, II. S. 81 ff.

³⁾ DAVIS: The Seine, the Meuse and the Moselle. Nat. Geogr. Mag. 1896. VII. S. 189 ff. 228 ff.

gebiete übertragen werden darf. Viel leichter ist es da, von hoher Warte die Grundzüge der Landschaft zu überblicken, und von ihnen ausgehend zu sehen, wie sich das Kleine dem Großen einfügt.

Nur so ist es erklärlich, daß fast jeder Autor, der von seinem Spezialgebiet ausgehend, zu Allgemeinem überging, zu anderen Ansichten kam, als andere in ihrem Gebiete gewonnen hatten. Unmöglich aber wird es, all diese Einzelansichten zu einem harmonischen Ganzen zu verschmelzen. Diese Arbeit wird daher vielfach kritisch an die Ausführungen früherer Autoren herantreten müssen, um zu einem Schluß darüber zu kommen, welche Verhältnisse tatsächlich zwingendes Material enthalten bezüglich der Richtlinien in der Entwicklung der Landschaft.

Nur so ist es auch erklärlich, daß selbst so hervorragende Forscher wie vor allem KOKEN, dann auch DEFFNER, der ältere FRAAS, THÜRACH u. a. einst zur Annahme und langen Verteidigung einer weitgehenden, allgemeinen Vergletscherung der Alb oberfläche und wenigstens zum Teil auch ihres nördlichen Vorlandes kommen konnten. Nichts derartiges ließ sich bisher sicher erweisen, und die hier und da als Moränen angesehenen Schottermassen haben sich vielfach als sicher nicht glazialer Entstehung herausgestellt¹⁾.

Eine derartige große Vergletscherung müßte nämlich notwendig auch die Morphologie des von ihr betroffenen Gebietes fundamental beeinflußt haben. Aber keinerlei Erscheinungen weisen auf eine Unterbrechung des normalen fluviatil-erosiven Cyclus jener Zeit hin. Im Gegenteil werden wir sehen, daß die heutige Hydrographie erst zur mittleren Eiszeit angelegt wurde, daß aber vorher das Entwässerungssystem der Donau allein das ganze Gebiet vielerorts bis mindestens zur Mainlinie beherrschte. Also erscheint es abgesehen von dem Mangel an positivem Beweismaterial auch rein theoretisch nicht recht wahrscheinlich oder möglich, daß die Gletscher von den Alpen her die Donau und Alb einst überschritten und sich nach Norden in die erodierte Triaslandschaft ergossen haben; denn deren Wasser im Verein mit den Schmelzwassern der Gletscher selbst müßten ja sonst ganz allgemein der Bewegungsrichtung der Eisdecke entgegengeflossen und unter dem Eise verschwunden und nach Süden abgefließen sein. Daß aber auch keine weitgehende selbständige Vergletscherung der Alb stattgehabt hatte,

¹⁾ DAVIS: Physical Geography 1898, S. 191.

wurde ebenfalls von anderer Seite bereits dargelegt und findet wiederum in dem Mangel glazialer Formelemente auch morphologische Bestätigung.

Oder ein anderes Beispiel: In der Literatur ist vielfach die Ansicht vertreten, daß in früherer Zeit die heute stark entwickelte Erosionsrichtung des Rheinsystems bereits mächtig entfaltet war. Diese Zeit aber würde in den Teil des Glazials fallen, als nach unseren Ausführungen das Rheinsystem sich höchstens eben erst zu entwickeln begann. So läßt — wie wir sehen werden — gerade dann, als die Donau noch weitgehend die Hydrographie der Landschaft beherrschte, HAAG die Donau durch das Prim-Faulenbachtal nach Norden zum Neckar und zum Rhein abgelenkt werden, während THÜRACH den gleichen Vorgang für das viel weiter abwärts gelegene Wellheimer Trockental, Altmühltal zum Regnitz- und Maintal und auf diesem Umwege zum Rhein fordert.

PENCK aber schrieb in seiner Geographie des deutschen Reiches:¹⁾ „ . . . Über die nur 80 m hohe Scheide zwischen den Quellen des Neckar und dem Gebiete der Donau scheinen sich die Wasser der letzteren in das Flußgebiet des Rheins ergossen zu haben. Wird noch hinzugenommen, daß während der Eiszeit . . . ein Ast der Donau sich wahrscheinlich quer durch den Jura bis in das fränkische Becken ergoß, so ergibt sich, daß die wechselseitigen Beziehungen, welche zwischen den Wässern von Donau und Rhein heute noch bestehen, . . . in der Vorzeit in gesteigertem Maße vorhanden waren.“

Neuerdings hat ja, wie noch zu besprechen sein wird, PENCK selbst die Annahme einer nach Norden durch das fränkische Becken abfließenden Donau fallen lassen. Diese Arbeit aber wird vor allem zu zeigen haben, daß ganz allgemein der Rhein mit seinen Nebenflüssen der jung eindringende Räuber war, während früher die Donau allein das ganze Gebiet beherrschte.

Für einen kleinen Teil unseres Gebietes hat neuerdings SCHEU²⁾ unter persönlicher Anregung von DAVIS mit dessen deduktiver Methode diese Fragen in mustergültiger Weise bearbeitet für Kocher und Jagst, zwei Nebenflüsse des Neckar. Wir werden sehen, daß viele Züge der Landschaft, welche diese morphologische Arbeit dort festlegen konnte, nicht nur auf das lokale Gebiet ihrer Herleitung sich beschränken, sondern in

¹⁾ PENCK: Das Deutsche Reich. 1887. S. 239.

²⁾ SCHEU: Zur Morphologie der schwäbisch-fränkischen Stufenlandschaft. Forsch. zur deutsch. Land und Volkskunde. Bd. XVIII. 1909. H. 4.

der Entwicklung der gesamten süddeutschen Schichtstufenlandschaft eine maßgebende Rolle spielen und allgemeine Gültigkeit besitzen.

Die Begrenzung unseres Gebietes und der sich daran knüpfenden Untersuchungen ist größtenteils eine natürliche und vielfach noch dadurch besonders begünstigt, daß andere morphologische Arbeiten an diesen Grenzen sich anschließen. Dies gilt vor allem für die Hochebene südlich der Donau, wie auch für die südlichen Teile der randlichen Urgebirgsstöcke im Westen und Osten, den südlichen Schwarzwald¹⁾ und den Böhmerwald²⁾. Wie im Süden die Donau also die natürliche Grenze zieht, so im Westen die Gebirgsstöcke des Schwarzwaldes und Odenwaldes, so im Osten die Züge des Böhmerwaldes und Fichtelgebirges. Etwas willkürlicher erscheint die Grenze nur im Norden, wo unsere Untersuchungen vielfach mit der Mainlinie abschließen, da es den Umfang dieser Arbeit zu sehr vergrößert hätte, auch dieses Flußsystem noch in den Rahmen unserer Untersuchungen einzubeziehen, wenn es auch eigentlich noch zum Gebiete der Triaslandschaft Süddeutschlands gehört. Dies muß einer späteren Untersuchung vorbehalten bleiben. Vornehmlich veranlaßte mich aber der Umstand dazu, meine Untersuchungen für diese Arbeit am Main abzuschließen, weil dieser und seine rechten Nebenflüsse durch den vielfachen Wechsel und die Verschmelzung morphologisch ungleichwertiger Elemente einige Komplikationen darbieten, welche das schematisch klare und einfache einheitliche Bild der Entwicklung des Flußsystems südlich des Mains nur zu verwischen drohen.

Tektonik und Morphologie: Die morphologischen Züge des so begrenzten Gebietes sind aber vor allem deshalb so klar und einfach zu deuten, weil hier die Tektonik des Untergrundes eine überaus einfache ist. Die Trias-Juraplatte des Beckens lagert seit ihrer Bildung im wesentlichen ungestört. Erst im Miocän wurde durch die Alpenfaltung auch hier die Schichtstellung beeinflusst, indem mit und nach der leichten südöstlichen Neigung der Schichten schließlich auch der Donauabbruch entstand. Im übrigen erscheint es durchaus möglich, daß die ersten Verbiegungen der Platte vielleicht nicht unwesentlich älter sind als der Bruchrand.

Der Donauabbruch tritt als nördliche Begrenzung der bayrischen Hochebene orographisch scharf als Bruchrand her-

¹⁾ v. HUENE: Eine orographische Studie am Knie des Rheines. Geograph. Zeitschr. VII. 1901.

²⁾ v. STAFF: l. c.

vor. Wenn man auch lange und selbst heute noch nicht gänzlich sichere Daten über die Sprunghöhe der Verwerfung hatte, so war die Tatsache einer Verwerfung von nicht unbeträchtlichem Ausmaß doch längst als feststehend anerkannt worden¹⁾. Erst REGELMANN²⁾ äußerte Bedenken hierüber und kam zu der Ansicht, daß es sich hier lediglich um eine Flexur handle. Dementsprechend finden wir auch in den zahlreichen Auflagen

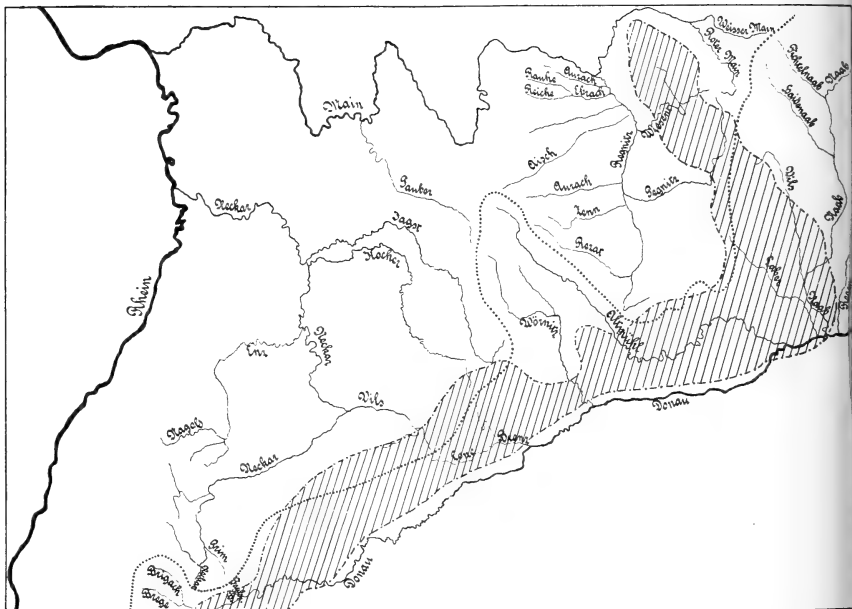


Fig. 1.

Übersichtskartenskizze des behandelten Gebietes.

der so vorzüglichen geologischen Übersichtskarte von Württemberg und Baden usw. keinen Bruchrand eingetragen³⁾. Die

¹⁾ z. B. BRANCA: Schwabens 125 Vulkan-Embryonen Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württemb. 1894/95.

²⁾ REGELMANN u. a.: Die wichtigsten Strukturlinien im geologischen Aufbau Südwestdeutschlands sowie die Erläuterungen zu den div. Auflagen der geol. Übersichtskarte bis 1910. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1905, S. 299. — Gibt es einen Abbruch der Juratafel am Donautalrand bei Ulm? Ber. üb. d. Versamml. d. oberrrh. geol. Ver. 1908. — Ein Abschiedswort an das vindelizische Gebirge. Ber. üb. d. Versamml. d. ober-rhein. geol. Vers. 1909. — Zur Tektonik der schwäbischen Alb. Centr.-Bl. t. Min. usw. 1910, S. 307.

³⁾ Geol. Übersichtskarte von Württemberg, Baden usw. 1:600 000.

REGELMANNschen Gründe zugunsten seiner Annahme erweisen sich jedoch als nicht stichhaltig, wie das früher schon FRAAS¹⁾, KRANZ²⁾ soeben auch BRANCA³⁾ von theoretischem Gesichtspunkte aus urteilend, ausgesprochen haben und wie das die Ergebnisse neuer Tiefbohrungen⁴⁾ vor dem Albrande nun zur Evidenz bewiesen haben.

REGELMANN hatte das Fallen der Schichten, weil es auf der Alb nirgends direkt meßbar ist, berechnet. Da es sich aber bei den Berechnungen überhaupt nur um Schichtneigungen handelt, welche 3° nicht erreichen, meist aber nur 1° wenig überschreiten, und zudem die Grundlagen seiner Berechnung nicht anerkannt werden können, so sind dieselben für diese Fragen ziemlich wertlos. Denn naturgemäß stellen bei der verschiedenen Zusammensetzung der größtenteils massigen δ und ε -Kalke die heutigen topographischen Höhenlinien das Resultat der Denudation dar, nicht aber ursprüngliche Lagerungsflächen; denn einmal müssen härtere Schichtteile länger der Abtragung widerstehen als weichere, müssen also relativ höher, wenn auch je nach ihrer Härte verschieden hoch erhalten worden sein, dann aber waren auch schon ursprünglich die δ und ε -Kalke in verschiedener Mächtigkeit abgelagert worden. Zum dritten wäre es aber ebenso ungenau, die Auflagerung des Tertiärs, wie FRAAS¹⁾ das zugeben will, als Schichtfuge zur Messung des Fallens zu verwenden, denn es darf nicht übersehen werden, daß das Land vom oberen Jura an Festland gewesen und stark eingeebnet worden war. REGELMANN selbst hat ja diese Fläche nicht als primäre Schichtfläche sondern als Abrasionsfläche anerkannt⁵⁾. Eine ausgereifte Peneplain erhält aber nicht ursprüngliche Höhenunterschiede, sondern ist bestrebt sie auszugleichen und ohne Rücksicht auf Streichen und Fallen in eine tiefere Horizontalebene einzustellen.

Naturgemäß ist daher auch die Zoneneinteilung der Albplatte durch REGELMANN noch recht problematischer Natur,

1.—8. Aufl., bearbeitet von REGELMANN. Herausgeg. vom kgl. württ. statist. Landesamt.

¹⁾ FRAAS: Donaubruchlinie und Vorries. Ber. üb. d. Versammlg. d. oberrhein. geol. Ver. 1910. II. S. 77.

²⁾ KRANZ: Weitere Bemerkungen zur geologischen Übersichtskarte Südwestdeutschlands. Centr.-Bl. f. Min. usw. 1910, S. 82.

³⁾ BRANCA: Beleuchtung der abermaligen Angriffe W. KRANZ' in der Spaltenfrage der Vulkanembryonen des Uracher Gebietes. Centr.-Bl. f. Min. usw. 1911, S. 364/65.

⁴⁾ E. FRAAS: Die Tertiärbildungen am Albrand in der Ulmer Gegend. Jahrb. H. d. Ver. f. vaterl. Nat.-Kunde in Württ. 1911, S. 535.

⁵⁾ REGELMANN: Zur Tektonik der schwäbischen Alb. Ber. d. oberrhein. geol. Ver. 1911, S. 29.

keinesfalls aber bewiesen; ihr wird auch in FRAAS' neuer Arbeit bereits widersprochen¹⁾).

REGELMANN selbst ist auch durch die neuen Bohrungen noch nicht veranlaßt worden seine persönliche Ansicht vom Fehlen eines südlichen Alabbbruchrandes fallen zu lassen, wie aus seinen Erläuterungen zur eben erschienenen neuesten Auflage der geologischen Übersichtskarte²⁾ hervorgeht. Er glaubt die nun tatsächlich festgestellten Verhältnisse immer noch durch eine Strandverschiebung erklären zu können. Ich selbst kann zu keiner genauen Vorstellung des Gedankenganges kommen, dem REGELMANN hier folgt; jedenfalls müßte er seine Andeutung erst ausführen, und bei ihrer Eigenart vor allem auch weitgehend begründen, ehe man sich ihr anschließen kann. Immerhin ist es hoch erfreulich, daß doch REGELMANN jetzt wenigstens die Möglichkeit des Bestehens eines Bruchrandes anerkennt, indem er in seiner Karte tatsächlich eine Verwerfung erstmals eingetragen hat.²⁾

Auf dem Albkörper selbst fehlen große, nachweisbare tektonische Spalten fast vollkommen. Nicht so aber in seinem nördlichen Vorlande. Dort sind sie zahlreich, man weiß aber nicht, ob sie auch tatsächlich in den Albkörper eindringen. Ihrem Alter nach sind sie wohl größtenteils als miocän anzusehen, entstanden mit bzw. im Anschluß an das Einbrechen der Neckarniederung zwischen Schwarzwald und Alb. Dabei mag hier die „Horst“³⁾ oder „Halbhorst“⁴⁾-natur des ersteren außer Betracht bleiben. Zahlreich und sicher festgestellt sind aber auch starke Niveauänderungen zur älteren Diluvialzeit, wie solche auch gleichzeitig in den Alpen sich bemerkbar machten. KOKEN stellte für das Albvorland Sprunghöhen bis zu 80 m fest⁵⁾. Das ganze Albvorland wurde während des älteren Diluviums gesenkt, bzw. seine Umgebung gehoben⁶⁾.

Außer Brüchen sind aber verschiedentlich auch leichte Aufwölbungen der Schichten vorgekommen. Die bedeutsamste dürfte die sein, welche in der Richtung Dörzbach-Künzelsau streichend, die großen Bögen von Kocher und Jagst verursacht hat, und in deren sonst weithin an den oberen bis mittleren

¹⁾ FRAAS: a. a. O. S. 540.

²⁾ REGELMANN: Geol. Übersichtskarte v. Württ. usw. nebst Erläuterungen. 8. Aufl. 1911.

³⁾ SUSS: Das Antlitz der Erde. I. 1885, S. 257 u. a.

⁴⁾ ECK: Bemerkungen über geognostische Profile längs württembergischer Eisenbahnen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1891.

⁵⁾ KOKEN: Geolog. Spezialkarte d. Umgebung von Kochendorf.

⁶⁾ H. RECK: Über positive und negative Krustenbewegungen in Südwestdeutschland. Jahr.-H. des Ver. f. vaterl. Natk. im Württemb. 1912.

Muschelkalk gebundenen Betten stellenweise die untersten Muschelkalkhorizonte zutage treten läßt¹⁾. Auch weiter im Osten wird späterhin noch eine geringe Aufsattelung, die sich aus rein morphologischen Gründen ergibt, zu nennen sein.

Im Osten endlich ist der Jura von dem Urgebirge durch eine breite von Regensburg bis über den Mainlauf hinübersetzende Dislokationszone getrennt. Auch hier ist der Jura im allgemeinen leicht gegen SO geneigt, stellenweise im Streichen flach eingemuldet. Trias und Jura aber sind an großen Dislokationslinien treppenförmig vom Urgebirge abgesunken, bzw. hat letzteres sich über das Vorland erhoben. Diese Zone gab Anlaß zur Ausbildung starker subsequenter Flüsse. Sie scheint sehr alt zu sein und gleich wie in anderen Mittelgebirgen mindestens bereits zur Kreidezeit angelegt und durch die Bewegungen des Tertiärs nur wieder verjüngt ins Leben gerufen worden zu sein.

Die in der Literatur so häufig anzutreffende Verknüpfung von Flußrichtungen und tektonischen Richtlinien macht es notwendig, auf deren Berechtigung kurz einzugehen, da auch in der neuesten Literatur noch immer ihr unbedingter Zusammenhang in zeitlich unbegrenzter Folge oftmals gefordert wird und daraus mancherlei Irrtümer entstehen.

Wir haben gesehen, daß unser Gebiet tektonisch wenig gestört ist, daß die bekannten Brüche aber größtenteils tertiär bis diluvial sind. Diese Brüche ordnen sich nach dem varistischen, (erzgebirgischen), hercynischen und alpinen System. Da aber jedes dieser Systeme nicht eine scharf ausgesprochene Richtung verfolgt und durch einen ganz bestimmten Winkel im Verhältnis zum anderen charakterisiert ist, sondern diesen Richtlinien recht weiten Spielraum läßt, so gibt es überhaupt keine Linie oder Spalte, welche nicht notwendig einem dieser Systeme angehören müßte. Da aber alle größeren Spaltensysteme, welche einer Hauptrichtung folgen, auch Quersprünge und einzelne aus der Hauptrichtung abweichende Spalten aufweisen, so werden also schon aus diesem Grunde bei dem Ineinandergreifen von drei Systemen nicht notwendig alle nachweisbaren tektonischen Linien in ursächlichem Zusammenhang mit dem Spaltensystem stehen, dessen Namen sie infolge ihrer Richtung tragen.

¹⁾ Vgl. auch E. FRAAS: Die geologischen Verhältnisse vom Taubertal und Bad Mergentheim. (Jahr. H. d. württemb. Ver. S. LIV), wonach infolge geringer nach Süden hin sich verlierender Aufsattelung im Umpfertal bei Schweigern (245 m), im Jagsttal bei Krautheim (229,3 m), im Taubertal bei Ingelfingen (215,8 m), mitten im Muschelkalkgebiet Buntsandstein in der Talsohle erscheint.

Noch bedenklicher aber werden Schlußfolgerungen, welche einfach aus einer Richtung an der Erdoberfläche ohne weiteres einen genetischen Zusammenhang dieser Richtung mit dem tektonischen Untergrundbau ableiten. Was man lange unangefochten in dieser Beziehung bei den Vulkanen tat, das tut man auch bei den Flüssen. Man erhob das Vorhandensein der Spalte — wenigstens im Untergrund — zum Dogma und schloß dann aus dem Vorhandensein und der Richtung eines Flusses auf diese, selbst wenn keine Spur von Spaltenbildung an der Oberfläche zu erkennen ist.

So schreibt denn REGELMANN z. B.¹⁾ die verschiedenen Knicke von Main, Tauber, Jagst und Kocher tatsächlich der Tektonik des Untergrundes zu: „Viele Strecken weisen auf den hier vorherrschenden Einfluß des hercynischen System hin; so die Strecken Ochsenfurt-Würzburg, Mergentheim-Wertheim und Langenburg-Dörzbach; sowie in der Abflußrichtung von Altmühl, Rezat und Bibart. Der alpine Einfluß spielt aber auch noch deutlich herein in der WO gerichteten Mainstrecke bei Ochsenfurt, im Taubergrund ostwärts von Mergentheim, im Umbiegen der Jagst bei Dörzbach und im Verlauf der SN streichenden Gipfelhöhen der Frankenhöhe und des Steigerwaldes.“

Hier soll also die Tektonik des Untergrundes auch noch Berg und Tal in verschiedener Weise beeinflusst haben, indem bei ersterem die NS-Entfaltung, bei letzterm die OW-Entwicklung bevorzugt wurde.

Aber nicht nur dies. Hercynische und varistische Strukturlinien gehören in ihrer Anlage bereits dem Paläozoikum an. Gerade unser Gebiet aber gehörte im Laufe seiner geologischen Entwicklung vielfach langandauernden Festlandsperioden an, welche Erosionscyclen schaffen und reifen lassen mußten. Entsprechend sind auch alte, weitgehend ausgereifte Einebnungsflächen längst bekannt. Die Struktur des Untergrundes, deren Einfluß auf die Oberflächengestaltung der Erde bekanntlich gänzlich aufhört, wenn ein erosiver Cyclus seinem Endstadium nahe ist, indem dieser dann eben alles ohne Rücksicht auf Härte und Weichheit mehr oder minder nivelliert hat (Peneplain), hätte sich also nicht nur von einem Cyclus zum anderen vererben, sondern hätte auch nach langen Meeresüberflutungen stets erneut sofort wieder auftauchen müssen.

Ein solches Verhalten ist theoretisch ebenso unwahrscheinlich, wie es auch den bisherigen Erfahrungen widerspricht. Wohl müssen die Hauptzüge alter Tektonik in späteren Zeiten

¹⁾ REGELMANN: Erläuterungen usw. 1911, S. 46.

wiederbelebt erscheinen, wenn im Laufe der Zerschneidung einer altübernommenen Peneplain der junge Cyclus aufs neue die Unterschiede von hart und weich aus der alten Landtafel heraus modelliert. Aber dies wird in verschiedener Schnelligkeit und in verschiedenem Stadium des neuen Cyclus geschehen, in keinem Fall aber in seinen ersten Jugendstadien. Die Schnelligkeit des Wiederhervortretens der alten Strukturelemente wird einmal in hohem Grade abhängig sein von der Stärke und von der Richtung, in der die neue Hebung geschah. Eine starke Hebung wird die Flüsse zu stärkerer Kraftentfaltung erwecken als eine schwache. Die Niveaudifferenzen, die in Süddeutschland die alte Peneplain betrafen, waren aber durchweg nur gering. Sie überschritten wenige hundert Meter sicher nicht. Auch die Richtung der neuen Hebung ist von Bedeutung, indem eine Schiefstellung der Tafel im Sinne der alten größtenteils indifferent gewordenen Entwässerung einfach die Übernahme derselben zu weiterem Ausbau durch den neuen Cyclus gestattet, so daß die neuen Flüsse als antecedente Flüsse vielfach mit der primären konsequenten Richtungstendenz des alten Cyclus übereinstimmen. Erfolgte aber eine Hebung schräg oder entgegengesetzt zur früheren Entfaltung des Flußnetzes, so werden vom neuen Cyclus zunächst weitgehende Adaptionen und Neubildungen konsequenter Flußtäler vorzunehmen sein, ehe die Denudation zur feineren Modellierung der alten verborgenen harten und weichen Strukturelemente weiterschreiten kann. Die nötige Konsequenz aus diesen Betrachtungen aber ist, daß in keinem Falle das erste Jugendstadium eines Flusses bereits die alten Strukturformen wieder aufleben lassen kann, sondern daß ebenso, wie in einem ersten Cyclus die Bildung der konsequenten Täler vor dem Ausbau der subsequenten stattfindet, hierzu bereits eine gewisse Reife des Cyclus vorhanden sein muß. Diese aber hat wiederum lange Zeiten der tektonischen Ruhe des Erosionsgebietes zur Voraussetzung, da ja jede dazwischentretende neue Hebung oder Senkung den Cyclus erneut, und somit wieder verjüngt. In Süddeutschland aber lösten sich seit dem mittleren Tertiär nicht weniger als drei deutliche Erosionscyclen ab, so daß es wohl als sicher gelten kann, daß seit dem mittel-tertiären Cyclus keiner selbständig sich mehr vollständig entwickeln konnte. Auch heute ist ja das Erosions-Stadium, in dem sich die Landschaft befindet, ein durchaus jugendliches zu nennen — wie sich aus folgendem noch ergeben wird. — Aber andererseits darf auch nicht vergessen werden, daß gerade in unserem Gebiete, die einzelnen ineinandergreifenden Donau-cyclen stets zur gleichen Erosionsbasis neu belebt wurden, so

daß sich ihre Arbeitsleistungen, um so mehr als sie schon in jugendkräftigem Erosionsstadium gleichsinnig neu verstärkt wurden, zu gemeinsamer Endsumme addieren.

Wichtig ist aber jedenfalls diesbezüglich die Feststellung, daß der junge *Cyclus* zunächst selbständig seine Formen schaffen muß.

Betrachten wir mit dieser Erkenntnis im Auge die Karte der heutigen jungerosiven Landschaft, so kann es nicht wunder nehmen, wenn zunächst meistens nicht einmal die jungen, als Verwerfungslinien eingetragenen Spalten die Richtung der Flußläufe beeinflussen, diese vielmehr gewöhnlich ihren Lauf so fortsetzen, als ob eine Spalte gar nicht vorhanden wäre, wenn aber trotzdem bereits ein wohlentwickeltes System konsequenter, subsequenter, obsequenter und resequenter Flüsse die Landschaft entwässert.

Freilich kann indirekt eine Spalte, wenn sie mit einer Verwerfung verknüpft ist, trotzdem den Fluß in seiner Tätigkeit und seiner Richtung sehr wohl beeinflussen, indem ein Landgebiet, durch das der Fluß zieht, seine Höhenlage ändert und dadurch in einen neuen *Cyclus* der Erosion tritt. Aber die Spalte als solche ist für den Fluß in weitaus den meisten Fällen irrelevant. Dabei sehe ich naturgemäß ab von offenen klaffenden Spalten und von den Erscheinungen der Karstgebiete, deren subterrane Erosion eigenen Gesetzen folgt¹⁾.

Als Beispiel wähle ich nur das Verhalten der großen Subsequenz-Zone, welche das Fichtelgebirge von dem Frankenjura trennt. Die großen Randverwerfungsspalten sind im Streichen meistens flußfrei; im Gegenteil haben viele Flüsse, welche heute nach Westen durch die Alb fließen, ihren Ursprung hier im älteren Gestein der Subsequenz-Zone und setzen ohne irgend welche wesentliche Ablenkung quer über die Randspalten fort; sind also echte Durchbruchflüsse. Aber andererseits ist der Parallelismus der Randspalten mit großen Wasseradern unverkennbar; aber nicht an die Spalten, sondern an die an den Spalten verschobenen Gesteinsschichten sind die Flüsse gebunden, welche sich im Streichen der Schichtköpfe, an der Grenze von hart und weich entwickelt haben.

So tritt aufs Klarste einerseits die Unabhängigkeit des erosiven *Cyclus* von den tektonischen Linien eines Gebietes vor Augen, während andererseits seine Gebundenheit an den petrographischen Habitus der Gesteine seines Bereiches ebenso auffallend ist. Dieses Abhängigkeitsverhältnis entwickelt sich

¹⁾ Vergl. z. B. GRUND: Die Karsthydrographie. Geogr. Abh. 1903.

während der Jugendzeit und schafft dabei den Formenschatz, der mit der erreichten Reife des Flußgebietes seine weitestgehende Anpassung an die stratigraphischen Horizonte und damit die größte Formenfülle des Landschaftsgebietes erreicht, um schließlich mit zunehmendem Alter an markanter Ausprägung wieder mehr und mehr abzunehmen. Dann nähert sich die Landschaft dem praktischen Endziel ihrer Entwicklung, der Peneplain in immer mehr verlangsamtem Tempo immer weiter.

Mit anderen Worten kurz zusammengefaßt: In einem Erosionscyclus muß notwendig nach einem Jugendstadium, welches die Formenfülle der Landschaft entwickelt, die Fröhreife kommen, welche sie zur höchsten Entfaltung bringt, während das späte Reifestadium den sanften Mittelgebirgscharakter der Landschaft bedingt und diesem ein allmähliches Greisenhaftwerden der Landschaft folgt. Auf die Talbildung also folgt die Zertalung und dieser die Abräumung¹⁾. Die primäre Hauptentfaltung konsequenter Flüsse wird überwuchert von den schneller arbeitenden subsequenten Flüssen, die später nach der Entfernung der entgegenstehenden Hindernisse allmählich wieder zu seniler Konsequenz zurückkehren. In diesem Stadium aber zielt keine reiche Formenfülle mehr die ausgeräumte Landschaft; in den flachen breiten Talmulden, welche der Peneplain und damit in ihrer Höhenlage dem unteren Denudationsniveau der idealen, theoretischen base level plain sich nähern, mäandrieren frei die Flüsse, und höchstens in den basisfernen Teilen erheben sich noch besonders resistente Gesteinspartien als monadnocks oder Härtlinge²⁾ über die allgemeine Einebnungsfläche. In diesem Stadium aber hat die Tätigkeit der Erosion fast ihr Ende erreicht, die Unterschiede von hart und weich sind endgültig beseitigt, ohne Rücksicht auf die Unterlage, also auch ohne Rücksicht auf die Tektonik streben die Flüsse auf der nur schwach geneigten Ebene der Erosionsbasis zu. Ein dieser Peneplainlandschaft nahes Stadium muß unser Gebiet in miocäner Zeit bereits einmal erreicht haben.

Eine neu einsetzende jungtertiäre Hebung unseres Gebietes verjüngte sofort auch die Flüsse. Die freien Mäander wurden zu Zwangsmäandern eingesenkt, die alte indifferent gewordene Entwässerung wurde übernommen, und dann nach der Richtung der Hebung, in bezug auf die neue Erosionsbasis ausgebaut, in genau derselben Weise wie im vorangehenden

¹⁾ Löwl: Geologie S. 280.

²⁾ Spethmann: Härtling für Monadnock. Centr. Bl. f. Min. usw. 1908, S. 746.

Cyclus. Dies war für die Flüsse des Gebietes um so leichter, als es sich zweifellos nur um relativ geringe, im wesentlichen gleichsinnig zu dem bereits älteren Schichtgefälle gerichtete Hebungen handelte, welche die senil konsequenten Flüsse wieder zu normal konsequenten Flüssen belebten, welche also einfach „wieder belebte“, „antezedente“ Flüsse darstellen. Dem Zerschneiden der alten Peneplain aber folgte auch wieder eine Anpassung an die stratigraphisch vorgezeichneten Härte- und Weichheitszonen des Gebietes, die heute ja in markantester Weise im Karten- wie im Landschaftsbilde zutage tritt.

Tektonische Spalten selbst aber beeinflussen das Bild nicht stärker als sie es in früheren Cyclen getan haben. Der Regen, der über den Pfahl weg aus dem Böhmerwald kommend, das Bodenwöhrer Becken durchquert und abermals in das kristalline Gebirge eintritt, ist dafür ein klassisches Beispiel.

Unmöglich aber kann nach diesen Ausführungen die alte Tektonik eines eingeebneten Gebietes, dessen Einebnungsfläche dann vom Meere überspült wurde und mächtigen Sedimentabsätzen zur Unterlage dient, sich in der Entwicklung eines jugendlichen Flußsystems kundtun, das sich im Anschluß an eine spätere Hebung entfaltet, wie dies in Süddeutschland der Fall ist, solange noch Reste der jüngeren Sedimentbedeckungen in zusammenhängenden Komplexen vorhanden sind.

Die ursprünglichen Flüsse dieser jüngeren Sedimenttafeln werden sich zunächst ausschließlich an die Strukturelemente dieser anzupassen haben. Und selbst wenn diese zerschnitten sind und der alte Untergrund freigelegt wird, werden die Erosionsrelikte der Tafeln allenthalben die Anpassung dieser der alten Landschaft zunächst ohne jede Rücksicht auf ihre Struktur aufgelegten (superimposed) Flüsse verhindern, solange sie vorhanden sind. Erst nach ihrer Zerstörung könnte die Adaptierung dieser Flüsse an die Struktur des nunmehr als neu gebotenen Untergrundes einsetzen, wenn das Ausmaß der Hebung ein genügendes war.

Die Annahme eines früheren Auflebens alter Anpassungsrichtungen, wäre nur in dem einen Fall in dem oben ausgeführten Sinne berechtigt, wenn in bezug auf die jüngere Sedimentdecke zuerst genau die alte Tektonik aufleben würde, welche die jungen Sedimente gleichsinnig den früheren Bruch- und Faltungslinien verschieben müßte. Die tektonische Beeinflussung unseres Gebietes ist aber im allgemeinen eine sehr geringe; also wird es auch nur eine geringe Beeinflussung der Flüsse durch die Tektonik geben, zumal deren Einfluß,

wie das Kartenbild zeigt, nicht an die Spalten als solche, sondern an die durch dieselben hervorgerufenen Verschiebungen der Schichten gebunden ist. Vor allem aber folgen ja die jungen Störungen ihrer eigenen, alpinen Richtung, welche die älteren Spaltensysteme durchquert.

Da aber auch die Triassedimente heute noch als weite Tafeln den alten tektonisch gestörten Untergrund verhüllen, so können wir also im allgemeinen nicht die Tektonik des Untergrundes, am allerwenigsten aber die paläozoische, in den Flußläufen der heutigen Landschaft widergespiegelt erwarten. Dies erhellt um so besser, als es sehr wohl möglich ist, die heutige Hydrographie vollkommen auf Grund jüngerer Vorgänge morphologischer Art einheitlich zu erklären.

Damit soll aber, wie ich nochmals betonen möchte, nur der direkte Einfluß der Tektonik, soweit er sich vornehmlich in Spaltenbildung zu erkennen gibt, für unser Gebiet im allgemeinen in Abrede gestellt werden. Das gleiche gilt natürlich auch für andere Landschaften, soweit sie prinzipiell gleichartigen Aufbau haben. Wo aber ohne zwischengelagerte jüngere Sedimente eine subaerische Einebnungsfläche auf altem Gebirge sich einstellt, ist eine Beeinflussung in dem oben angeführten Sinne meist sehr wohl zu erkennen. In unserem Gebiete aber wäre dies erst zu erwarten, wenn eine jung belebte Tektonik daselbe im Sinne der älteren stark verworfen, oder aber die Erosion die jüngeren Sedimente bereits entfernt hätte und nun auf der alten „Transgressionsfläche“ weiterarbeiten würde.

Damit soll aber auch keineswegs gesagt sein, daß es keine Flüsse gibt, die einer Spalte folgen. Wo eine Spalte im Sinne der mechanischen Tendenzen eines Flusses läuft, wird sie sein Einschneiden in vielen Fällen wohl erleichtern und beschleunigen können. Dann erscheint der Fluß an die Spalte gebunden. Dies ist also sehr wohl eine Möglichkeit, dies mag sogar gelegentlich Anwesenheit und Richtung eines Flusses, den die normale Entwicklung des Flußnetzes nicht zu erklären vermag, deuten lassen, es ist aber keineswegs die *conditio sine qua non*, die Grundbedingung für die Entwicklung eines harmonischen Oberflächenbildes durch die Flüsse.

Das Zurücktreteten tektonischer Faktoren vor rein morphologischen Elementen ist bezeichnend für unser Gebiet.

Deduktives Schema und Nomenklatur. Die Gestalt seiner Oberfläche werden wir nach einem einfachen Schema sich entwickeln sehen, das ich hier einleitend kurz skizziere, um es dann im folgenden auf die Einzelfälle in der Natur ohne

weiteres übertragen zu können. Dabei wird auch zugleich die Nomenklatur anzugeben sein, deren ich mich im Text bediene, da sonst bei den noch so wenig allgemein angenommenen Bezeichnungen leicht Mißverständnisse unterlaufen könnten.

Nehmen wir als Ausgangspunkt unserer Betrachtungen eine Peneplain an, die in der Richtung nach Süd abgebogen wurde. An diesen Vorgang knüpft sich zunächst die Entstehung konsequenter Flüsse (Folgeflüsse *PENCKs*), welche der Abdachung des Geländes folgend, auf kürzestem Wege der Erosionsbasis im Süden zustreben. Geschah die Hebung gleichsinnig mit der bereits früheren Abdachung des Geländes, so wird der größte Teil der jungen konsequenten Stammflüsse von der alten Landschaft übernommen, also antezedent sein.

Bei sehr schwacher Neigung des Geländes mag die Richtung manchen Flusses auch durch die Bewirkung unerkannter lokaler Verhältnisse eine beliebige, selbständige erscheinen. Solche zufälligen Flüsse, die nicht häufig sind und meist nur in Gebieten fast horizontaler Schichtlagerung auftreten, hat *DAVIS* insequent genannt.

Beim Kreuzen der Schichten bieten die ausstreichenden Schichtfugen besonders da, wo sie harte und weiche Gesteine trennen, die besten Angriffspunkte für das rasche Ein- und Rückschneiden von Nebenflüssen, welche an das Schichtstreichen gebunden, also subsequent (Unterfolgeflüsse *PENCKs*) sind. Der stärkste Konsequenzfluß wird auch die stärksten Subsequenzflüsse entstehen lassen, so daß diese im Laufe der Zeit benachbarte Konsequenzflüsse abzapfen und ihrem System einverleiben.

Der Unterlauf des so geköpften alten Konsequenzflusses hat nun plötzlich seine Quelle inmitten eines breiten Tales, da dies Tal ja früher eine Strecke des Laufes seiner gesamten Wassermasse war. Von dem Räuber aus aber schiebt oft ein kleiner Fluß die Talwasserscheide immer weiter von der Anzapfungsstelle nach rückwärts unter gleichzeitiger Entwicklung eines obsequenten Flusses. Solche Flüsse sind also Renegaten mit inverser, der ursprünglichen diametral entgegengesetzten Richtung. Daher hatte *DAVIS* sie auch ursprünglich „inverted rivers“ genannt¹⁾, diesen Namen dann aber in „obsequent rivers“ umgewandelt²⁾. Obsequente Flüsse sind daher ganz allgemein dem Schichtgefälle entgegenfließende Flüsse. Sie sind also a priori an subsequente Zonen gebunden, entspringen stets

¹⁾ *DAVIS*: The rivers and valleys of Pennsylvania. Nat. geogr. Mag. 1889. S. 183 ff.

²⁾ *DAVIS*: The geographical Journal. 1895.

von dem Steilhang, der Stirne der ausstreichenden Schicht, und sind daher im allgemeinen klein und unbedeutend¹⁾. Die Flüsse der Stufenlehne dagegen heißen *resequent*²⁾.

Ein junger subsequenter Räuber wird also regelmäßig sowohl von der einen Seite, der Hanglehne, *resequente* als auch von der anderen, der Steilstufe her, *obsequente* Nebenflüsse entwickeln. Diesen dient er als lokale Erosionsbasis. (Oberes Denudationsniveau).

Aber hier genügt das System der DAVIS'schen Nomenklatur offenbar nicht ganz, um genetisch Verschiedenes auseinander zu halten. Denn es haben doch die zur Subsequenzzone sekundär konsequenten, kleinen obsequenten und resequenten Zuflüsse eine ganz andere morphogenetische Bedeutung, als das angeführte Beispiel eines zur selben Erosionsbasis abgezapften inversen Renegaten. Ich glaube daher, daß es doch gut sein wird, den ursprünglichen DAVIS'schen Benennungsvorschlag für diese Gruppe von Flüssen beizubehalten, um sie so mit einem Wort völlig zu charakterisieren. Ich nenne solche Flüsse daher *invers-obsequent*, wobei jedoch zu betonen ist, daß diese beiden Ausdrücke nicht etwa sich einander subordinieren, sondern vollwertige Gültigkeit nebeneinander besitzen, da die Flüsse *invers* und *obsequent* sind.

Diese Benennungen beziehen sich alle auf einen und denselben *Cyclus* in Abhängigkeit von derselben Basis. Nun tritt aber sehr häufig der Fall ein, daß genetische Beziehungen alter Flüsse zu einem neuen *Cyclus* oder auch Beziehungen zweier gleichalteriger, benachbarter *Cyklen* im Gebiet des Wasserscheidendampfes zum Ausdruck gebracht werden sollen. Dies ist einfach für den Fall, daß die Erosionsbasis ihre Lage beibehält, da hiervon die Benennungen nicht betroffen werden. Es erfordert aber eine besondere Bezeichnung, sobald die Erosionsbasis mit dem Beginn eines neuen *Cyclus* wechselt, wie dies ja auch in Süddeutschland zur Diluvialzeit der Fall war. Keine Schwierigkeiten bietet dies Verhalten da, wo der neue *Cyclus* seine Flüsse selbständig schafft. Wenn aber seine Basis, wie in Schwaben, der alten Erosionsbasis fast diametral gegenübersteht, so wird er vielfach größtenteils einfach das fertige Flußnetz des alten *Cyclus* übernehmen, und die antezedenten Täler lediglich in ihrem Gefälle umkehren. All diese Fälle lassen sich ohne weiteres in allen ihren Beziehungen

¹⁾ DAVIS: The geographical Cycle. Geogr. Journ. 1899. S. 481 ff.

²⁾ DAVIS und BRAUN: Grundzüge der Physiogeographie. Leipzig 1911. S. 128. Weniger klar scheint die Anwendung des Namens bei den angenommenen Strukturverhältnissen auf S. 152.

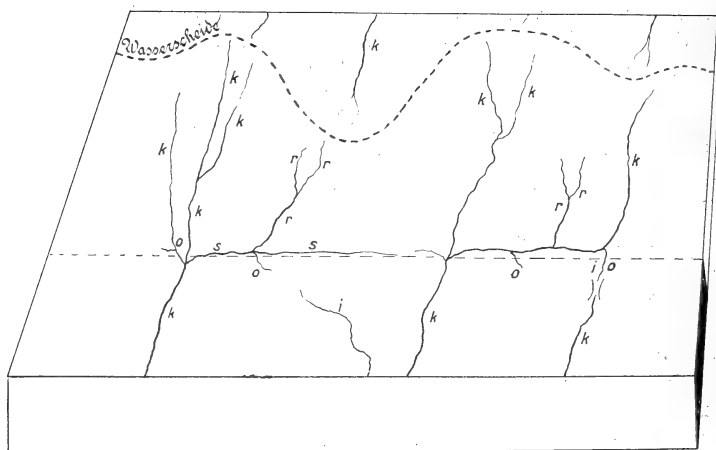


Fig. 2.

Schematisches Beispiel der normalen Entwässerung einer Schichtstufenlandschaft (H. RECK).

k = konsequent	r = resequent
s = subsequent	i = insequent
o = obsequent	io = invers obsequent.

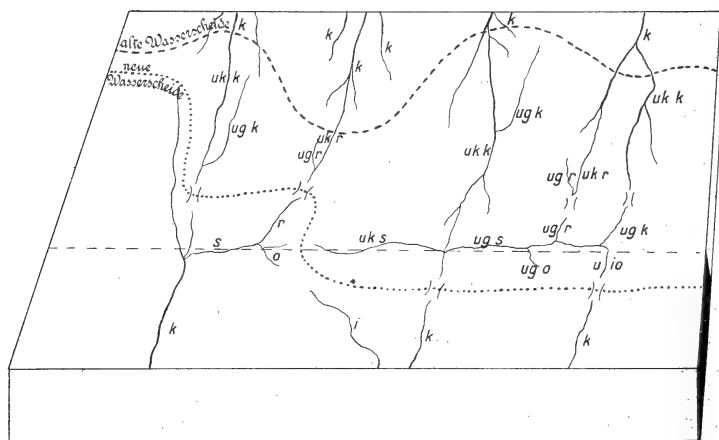


Fig. 3.

Dieselbe Landschaft nach weitgehender Veränderung ihrer Hydrographie durch ein fremdes, räuberisch eindringendes Flußsystem schematisch dargestellt (H. RECK).

Stammzeichen wie oben
 uk = umgekehrt ug = umgelenkt.

charakterisieren, sobald man den gewöhnlichen Bezeichnungen das Wort „umgekehrt“ hinzufügt. Dieses bringt dann die Beziehung zum jüngeren bzw. raubenden Cyclus sofort zum Ausdruck. Aber wiederum ist das Wort umgekehrt nicht etwa als Erläuterung der noch folgenden Benennung, sondern als eine ihr koordinierte, gleichwertige Bezeichnung aufzufassen.

So wird ein bereits konsequentes Tal des alten Cyclus zum umgekehrt konsequenten, wenn ein Quellast der neuen Erosionsbasis langsam seine Quelle am Talgrund zurückschiebt, so daß in langsam aber stetig wechselnder Lage immer eine Talwasserscheide den konsequenten vom umgekehrt-konsequenten Flusse trennt. Das gleiche kann naturgemäß in einer subsequenter Zone geschehen, wenn nun eine Talwasserscheide vom umgekehrt konsequenten Hauptstamm aus in subsequenter Richtung ein altes subsequentes Tal eines einem anderen Strome tributären Flusses hinabwandert und dessen Talgefälle umkehrt. So entstehen umgekehrt-subsequente Flüsse. Ihre obsequenten und resequenten Nebenflüsse erscheinen dann umgelenkt. Offenbar können aber auch resequente, selten wohl auch obsequente und invers obsequente Strecken vom gleichen Schicksal betroffen werden wie subsequente und in umgekehrt-obsequente und umgekehrt-resequente verwandelt werden.

Charakteristisch für alle diese Flüsse ist also ihre Umkehr in einem alten Bett, mithin die Lage ihrer Quelle an einer Talwasserscheide. Betont sei auch nochmals, daß obsequente und resequente Flüsse nur an eine Subsequenzzone gebunden auftreten können.

Dies läßt schon erkennen, daß von der Gruppe der umgekehrten Flüsse die der umgelenkten geschieden werden muß.

Außer den schon genannten Nebenflüssen subsequenter Zonen bedürfen auch die auffallenden, spitzwinkelig den ursprünglich konsequenten Hauptstämmen zufließenden Nebenflüsse einer ihrem Verhalten entsprechenden, sinngemäßen Bezeichnung, sobald ihre Hauptstämme zur neuen Basis umgekehrt sind, denn ihre veränderte Abflußrichtung ohne Veränderung des größten Teiles ihres Flußbettes ändert ihre morphogenetische Bedeutung.

Besonders auffallend ist ihre Erscheinung bei den Nebenflüssen umgekehrt konsequenter und resequenter Stammadern, bei denen die Nebenflüsse bis kurz vor der Mündung beiderseitig dem Hauptfluß entgegenfließen, etwa nach dem Bilde eines umgekehrt befiederten Pfeiles. Der scharfe Knick des

Mündungsknies, dessen Schärfe mit zunehmendem Alter abnimmt, ist ein Charakteristikum dieser Nebenflüsse.

Da diese Flüsse also einen völlig neuen Zug in die normale morphogenetische Entwicklung eines neuen Cyclus bringen, müssen sie auch besonders benannt werden. Ich möchte sie daher je nach ihrer ursprünglichen Anlage umgelenkt konsequente, umgelenkt resequente und umgelenkt obsequente Flüsse nennen.

Sämtliche Flüsse aber, die erst das Einschneiden der ihnen übergeordneten Täler ins Leben rief, ließen sich im Gegensatz zu den primär konsequent angelegten Stammadern zur Gruppe der sekundär konsequenten Flüsse zusammenfassen, wie v. STAFF¹⁾ das vorgeschlagen hat, der des ferneren auch noch, ganz allgemein zusammenfassend, der Gruppe der subsequenten Flüsse sämtliche anderen Flüsse der Landschaft als indifferente gegenüberstellt.

Alle diese dargestellten Taltypen und Flußtypen werden wir in unserem Gebiete auch in der Natur wiederfinden, und ihrem System alle Talzüge der Landschaft eingliedern können. Dieses System aber im Verein mit weiteren Beobachtungen der Talstruktur und der geologischen Verhältnisse gibt uns die Mittel an die Hand, nicht nur die heutige Oberflächengestaltung einheitlich zu erklären, sondern auch ihre historische Entwicklung zu verfolgen und in den Rahmen der geologischen Zeitrechnung einzufügen.

II.

Der Donaulauf und seine Geschichte.

a) Die Donau oberhalb Ulm.

Vergleich zwischen Donau und Rhein als Erosionsbasen. — Gefällskurven. — Relatives Alter. — Wutachabzapfung. — Wutach und Neckar als die Donau bedrohende Räuber. — Entfernung von der Erosionsbasis. — Älteste Donau. — Die praeobermiocäne Landoberfläche. — Hebung des Schwarzwaldes. — Die Anlage des Quellgebietes der Donau. — Die pliocänen Dq-Schotter. — Ihr Alter. — Ihr Vorkommen. — Ihre Verknüpfung mit der Donau. — Alter und junger Donaulauf bis Ulm. — Mäander. — Zwangsmäander. — Umlaufberge. — Blautal.

Die Wasserscheide zwischen Donau und Rhein, die heute quer durch das Gebiet verläuft, zeigt eine eigentümliche Gestaltung und nur wenig Abhängigkeit von den Höhenzügen der Berge. Dies ist das sicherste Zeichen, das sie noch jung

¹⁾ v. STAFF: a. a. O. S. 168.

und wenig stabil ist, daß sie also zwei Flußsystemen angehört, deren erosive Kräfte noch nicht aequilibriert sind.

Sie läuft von den Höhen des südlichen Schwarzwaldes herab über die Niederung des obersten Neckargebietes, betritt dann den Kamm der Alb, um aber in der Riesgegend in weitem Bogen in das tief denudierte Vorland vorzustößen, kehrt dann zum Albrand zurück, folgt ihm aber nur auf eine kurze Strecke, durchquert dann den fränkischen Jura und läuft hinauf zu den Höhen des Fichtelgebirges. (Vergl. Fig. 1).

Dieses eigentümliche Verhalten wird genetisch noch Stück für Stück zu erklären sein, aber sicherlich ist es in seiner jetzigen Existenz die letzte Leistung der jetzigen Erosionsbasen, des Rheins und der Donau.

Werfen wir daher vorerst nur kurz einen vergleichenden Blick auf die Gefällsverhältnisse dieser beiden Ströme, um sogleich zu sehen, welcher von ihnen jetzt der begünstigtere ist, welcher also die heutige Wasserscheide vorübergehend festgelegt hat, da er der aktiv Handelnde, der Räuber, gegenüber dem Beraubten ist.

Rhein:

Austrittst. aus dem	Meereshöhe in m	Entfernung in km	
Bodensee	394,5 m	} ca. 95 km —	Gefälle 145 m = 1,5 ‰
Basel	250 "		" 113 " = 0,98 ‰
Straßburg	137 "		" 115 " = 0,43 ‰
Mannheim	87 "		" 60 " = 0,15 ‰
Mainz	78 "		" 9 " = 0,15 ‰

Donau:

	Meereshöhe in m	Entfernung in km	
Donaueschingen	688 m	} ca. 120 km —	Gefälle 222 m = 1,9 ‰
Ulm	466 "		" 126 " = 0,74 ‰
Regensburg	340 "		" 73 " = 0,66 ‰
Passau	267 "		" 73 " = 0,66 ‰

Diese Zahlen ergeben für die ca. 385 km. lange Rheinstrecke ein mittleres Gefälle von 0,82‰, für die ca. 400 km lange Donaulinie 0,95‰. —

Bedenkt man aber, daß diese nur so wenig verschiedenen Zahlen im einen Fall das Gefälle des Mittellaufes eines Stromes, im anderen aber das des Oberlaufes darstellen, so ergibt sich, daß die Flußkurve des Rheins dessen größere Jugendlichkeit gegenüber der Donau klar zum Ausdruck kommen läßt.

Dies Verhältnis ergibt sich noch klarer, wenn man bei einem solchen Vergleich die oberste Donautrecke außer acht läßt und somit nur Teile des Mittellaufes der Ströme vergleicht. Dann kommt die schwache ausgeglichene Krümmung des alternden Donaubettes noch deutlicher zum Ausdruck gegenüber dem rheinaufwärts rasch zunehmenden Gefälle dieses jugendlichen Stromes.

Als „alternd“ und „jugendlich“ sind diese Flüsse eben schon durch die Böschungen ihrer Betten charakterisiert, aber naturgemäß bezieht sich dies nur auf den heutigen Erosionscyclus, nicht aber auf die erste Anlage der Flußtäler selbst.

Die Anlage des Rheins ist ja wohl zweifellos die ältere. Sie wird mit der oligocänen Entwicklung des Rheintalgrabens zusammenfallen. Damals aber floß der Rhein nach Süden. Seine Umkehr nach Norden erfolgte erst zur mittleren Diluvialzeit. Die Anlage der Donau dagegen ist sicher nicht älter als mittelmiocän.

Daß aber für die erosive Gesamtleistung eines Flusses nicht nur die Böschungsverhältnisse und die Wassermenge maßgebend sind, sondern auch die Entfernung von der Erosionsbasis eine große Rolle spielt, zeigt sich am besten im obersten Donaugebiet. Die Donauquellen liegen viel höher als der im Süden ihnen so nahe Rhein. Trotzdem aber jene ein stärkeres Gefälle haben als dieser in dem behandelten Gebiet, verlieren sie Zufluß auf Zufluß an ihn; denn durch seine tiefe Lage gestattet er kleinen Seitenbächen ein rasches Einschneiden und Rückwärtsverlegen ihrer Quellpunkte. Münden doch hier die Rheinnebenflüsse durchschnittlich in 200—300 m geringerer Meereshöhe in den Hauptfluß als die Nebenflüsse der Donau in diese.

Auf diese Weise kam es zu der klassischen Abzapfung der Wutach am westlichen Schwarzwaldgehänge¹⁾. Sie gehörte noch in jugendlicher Vergangenheit dem Flußsystem der Donau an. Doch fiel ihr ein jugendstark im Streichen der Schichten von Süden her vordringender kleiner Bach in die Flanke und enthaupdete ihren Unterlauf, indem er ihren Oberlauf von der Überfallstelle an zum Rhein hin ablenkte. In scharfem coude de capture biegt der W-O gerichtete Wutachoberlauf unweit Blumberg plötzlich nach Süden um. Heute ist in der (subsequenten) Richtung dieser Anzapfung ein Bach

¹⁾ Vergl. hierzu z. B. Bl. 5 d. Übersichtskarte von Baden 1:200 000 (m. braunen Höhenkurven u. blauen Flüssen).

von der Anzapfungsstelle aus bereits abermals 6 km nach Norden vorgedrungen, und droht nun den ganzen oberen Donau-
lauf abzufangen, da er sein Bett rascher vertieft als diese.

Die Anzapfungsstelle unfern Blumberg zeigt noch deutlich die genetische Zusammengehörigkeit von Wutachoberlauf und der heutigen Aitrach als altem Unterlauf. Abgesehen von den Terrassen, die ohne Abweichung oder Knick nur von der kurzen Quertalzone des Räubers unterbrochen von dem oberen Talstück ins untere der Aitrach sich fortsetzen, ist heute noch die Talwasserscheide bei Blumberg „eine moorige Fläche, die ihr Wasser teils durch die Aitrach zur Donau, teils durch einen

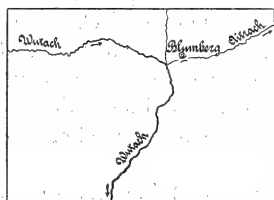


Fig. 4.

Kartenskizze der Wutachabzapfung bei Blumberg.

Maßstab ca. 1:600000.

kleinen (invers-obsequenten) Bach zur Wutach sendet, welche dicht nebenbei fast 180 m tiefer in eng eingeschnittenem Tal zum Rheine rauscht.“¹⁾

Diese Abzapfung ist meines Wissens die älteste aus Deutschland beschriebene; schon SCHILL²⁾ hatte sie ganz richtig erkannt, wenn er auch den Vorgang, entsprechend der damals allgemein herrschenden Ansicht der älteren Schule, etwas anders deutete, als man ihn heute als zu Recht bestehend erkannt hat. Da man früher die aktive Tätigkeit der Flüsse immer unter dem Gesichtspunkte verfolgte, daß ihre Bewirkung von der Quelle herab erfolge, während man heute umgekehrt ihre Wirkungen vom Unterlauf aus, bzw. von der Erosionsbasis aus nach aufwärts sich reguliert denkt, so war es nur eine logische Folge jener älteren Theorie, daß SCHILL die Wutach gewissermaßen plötzlich und gewaltsam an einer besonders begünstigten Stelle aus ihrem alten Bett ausbrechen und sich mit ihren eigenen Wassern ein neues tiefes Tal zum Rheine hin ausnagen

¹⁾ PENCK: Talgeschichte der obersten Donau. 28. H. d. Schrift d. Ver. f. Geschichte d. Bodensees u. s. Umgebung. 1899.

²⁾ SCHILL: Über Lauf und Wirkungen der Wutach im Schwarzwalde. N. Jahrb. usw. 1853, S. 806 und 1856, S. 667.

ließ, während nach der jetzigen Anschauung ja gerade umgekehrt das mit der Wutach zunächst völlig außer Zusammenhang stehende, vom Rhein ausgehende Tal durch sein rasches Wachstum in den Bereich des alten Tales kommt und es sozusagen überwuchert.

Aber auch von Norden her verliert die Donau ständig an Einzugsgebiet durch das Vordringen des Neckars. Dies wird sich im folgenden noch des näheren ergeben. Hier sei nur darauf hingewiesen, daß die starke Beeinflussung der Erosion durch die Basisferne auch im gleichen Flußgebiet gerade an Wutach und Neckar klar vor Augen tritt. Beide dringen in subsequenter Richtung auf die konsequenten Donauquellflüsse ein. Es wird noch zu zeigen sein, daß der Eschachbach die letzte wichtige Abzapfung des Neckars war. Aber jenseits dieser Stelle hat der Fluß bis zu seiner Quelle ein viel geringeres Gefälle als der korrespondierende kleine Bach, der sich jenseits der Anzapfungsstelle der Wutach entwickelt hat und gegen die Donaulinie vorgeht.

Er fällt in seinem ca. 6 km langen Lauf ca. 150 m, d. h. er besitzt ca. 2,5% Gefälle, während das Flußbett des Neckars oberhalb der Eschachmündung auf die gleiche Längserstreckung ein viel geringes Gefälle hat, das nach oben hin immer mehr verflacht und schließlich in einer moorigen Hochfläche, welche die Quellen des Neckars birgt, fast ganz aufhört¹⁾.

Trotzdem also der Neckar in tieferer Lage in den Rhein mündet als die Wutach, hat diese doch stärkere Erosionskraft infolge ihres kurzen Laufes. Wenn also auch der Neckar noch von Norden her vordringt und sein Flußgebiet vergrößert, so ist es doch vor allem die Wutach, welche von Süden her der Donau zuerst ihre Quelläste abzufangen droht.

Diese Verhältnisse aber zeigen klar, daß ein Fluß nicht nur je ausgereifter er ist, sondern auch je weiter er von seiner Erosionsbasis entfernt ist, desto weniger befähigt ist, sein Einzugsgebiet zu vergrößern, bezw. vor Beraubung zu schützen, was für die Beurteilung der Verhältnisse im folgenden noch von Wichtigkeit sein wird.

Dies gilt auch im Großen für Rhein und Donau. Ersterer hat nicht nur später als diese seine heutige Erosionsbasis erhalten, sondern er ist ihr in dem behandelten Gebiet auch viel näher als die Donau der ihrigen in dem fernen Schwarzen

¹⁾ Vergl. Bl. Schwenningen. Geognost. Atlas v. Württemb. 1 : 50000.

Meer. Niveauänderungen der Meeresspiegel werden daher viel früher den Rhein und seine Nebenflüsse bewirken, als die Donau, da diese Bewirkung ja stromaufwärts vorschreitet und regional wirkt. Anders freilich kann dies mit Bewegungen von Schollen sein, die sich im Bereich des Flusses selbst erheben oder senken. Solche tektonische Bewegungen des festen Landes können sehr wohl selbst so lokal sein, daß sie nur wenige Nebenflüsse eines größeren Stromes beeinflussen, wofür aus unserem Gebiet ebenfalls noch ein typisches Beispiel anzuführen sein wird.

Als gesichertes Resultat dieses mehr geographisch gehaltenen Vergleiches der beiden Erosionsbasen Südwestdeutschlands im Süden und im Westen ergibt sich jedenfalls das eine, daß heute der Rhein seinen Nebenflüssen ein günstigeres Denudationsniveau bietet als die Donau den ihren.

Es wird nun zu verfolgen sein, inwieweit sich diese Verhältnisse auch für die geologische Vergangenheit bewahrheiten, bzw. in welchem Maße die Donau vom Rhein in ihrer Entwicklung gestört wurde. Denn daß der Rhein der erobernde, die Donau aber das beraubte Flußsystem ist, das hat der typische Fall der Wutachabzapfung im Süden der Donau bereits deutlich zu erkennen gegeben.

Gleiche Verhältnisse aber treten auch nördlich der Donau auf und zeigen, daß diesem Fall nicht nur lokal beschränkte Bedeutung zukommt. Bevor wir aber auf diese eingehen, sei der Entstehung des obersten Donaulaufes kurz Erwähnung getan, worüber wir PENCK¹⁾ eine vorzügliche kleine Schrift verdanken, an die sich stromabwärts dann sehr schön die Untersuchungen DIETRICH²⁾ über die alte Donau anschließen.

PENCK wies nach, daß die Hauptrichtungen der vom Schwarzwald herabkommenden Quelläste der Donau, wie auch diese zunächst selbst konsequent sind, und die einzigen, spärlichen Reste einer früher weiter verbreiteten Entwässerungsrichtung darstellen, welche ihre Flüsse der Abdachung und dem Fallen der Schichten entsprechend auf kürzestem Wege zum nahen Meere führte.

Dieses Meer war das mittelmiocäne Molassemeer, das zunächst noch weithin über die Alb transgredierte. Damals

¹⁾ PENCK: Die Talgeschichte der obersten Donau. I. c. 1899.

²⁾ DIETRICH: Älteste Donauschotter auf der Strecke Immendingen-Ulm. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilg.-Bd. XIX. 1904.

also konnte eine Donau im heutigen Sinne überhaupt noch nicht existieren. Ebenso wenig aber gab es damals bereits einen Donauabbruch wie heute. Die heutigen Schichtverbiegungen der Juratafel waren zu jener Zeit noch nicht vorhanden; zweifellos bestand aber zwischen Alpen und Alb damals bereits eine Synklinale, in der sich die Sedimente der unteren und oberen Molasse zu gewaltiger Mächtigkeit ansammeln konnten. Über Bau und Anlage derselben wissen wir nichts. Es ist aber nicht als wahrscheinlich zu bezeichnen, daß ihre Entstehung die Tafel des oberen Jura in ihrer Lagerung nennenswert beeinflusste. Andererseits ist es auch bei der so ruhigen Lage der Sedimente nur wahrscheinlich, daß die Hebung, welche die Landschaft zur oberen Jurazeit über den Meeresspiegel brachte, nur gering war und die Schichten en bloc hob, ohne ihre horizontale Lage wesentlich zu stören. Ebenso wohl wäre natürlich theoretisch auch die Annahme zulässig, daß die Juratafel stabil blieb und nur das Umland absank. Auf das relative Verhältnis von Hebung und Senkung bin ich an anderer Stelle eingegangen¹⁾.

Die tiefe Synklinale des geologischen Untergrundes der oberbayrischen Hochebene im Verein mit der relativ ungestörten Lagerung des nach Norden sich anschließenden Gebietes lassen also sehr wohl die Möglichkeit offen, daß zur mittleren Miocänzeit schon Brüche oder Flexuren parallel dem sicher jüngeren heutigen Donaubruchrand bestanden.

Die einzige durchgreifende Lagerungsstörung der Alb-schichten besteht in einer ganz leichten Verbiegung nach SO. Auf diese Verbiegung wird sich vielleicht die Wiederbelebung der Erosion im mittleren Miocän zurückführen lassen.

Von älteren Störungen aber ist hier nichts bekannt. Vom oberen Jura bis ins mittlere Tertiär lagen die Schichten also annähernd horizontal und ungestört, wenn sie auch wohl schon eine ganz geringe südliche Neigung besaßen, und machten während dieses langen Zeitraumes einen oder einige subaerische Cyclen durch. Denn marine Kreide ist heute in dem Gebiet nicht vorhanden, und es spricht nichts dafür, daß sie jemals vorhanden war. Auch das Eocän und das übrige ältere Tertiär lieferte in Gestalt von Bohnerzen nur spärliche auf festem Land gebildete Produkte.

In prämiocäner Zeit war danach die Juratafel tektonisch so gut wie ungestört; aber auch dann hätte sie längst zerstört

¹⁾ H. RECK: Über positive und negative Krustenbewegungen in Südwestdeutschland. Jahrb. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württ. 1912.

sein müssen; wenn sie sich jemals bedeutend über das untere Denudations-Niveau erhoben hätte; dies ist eine notwendige Forderung für einen derart langen Erosionscyclus, wie er vom oberen Jura bis zum mittleren Tertiär geherrscht hatte. Dieser Cyclus muß ein der Baselevelplain nahes Gelände geschaffen haben; und wir sind nach allen Erfahrungen dazu berechtigt anzunehmen, daß zuletzt vornehmlich senil konsequente Flüsse die Landschaft durchzogen, welche der neue Cyclus übernehmen konnte.

Aber schon die mittelmiocäne Peneplain hatte wie die heutige Landschaft eine Erosionsbasis im Süden und im Westen. Im Süden das Molassemeer, im Westen den Rheintalgraben. Aber auch die Meere jener Zeit waren Niveauschwankungen unterworfen, wie die Absatzverhältnisse ihrer Sedimente anzeigen. Trotzdem lag noch zu Beginn des neuen Cyclus Weißjura weithin über die Höhen des Schwarzwaldes gebreitet. Die weitgehende Erhaltung der Weißjuradecke bis ins Obermiocän ist also ein ungemein wichtiger Faktor zur Beurteilung des Wesens der mittelmiocänen Peneplain. Sie beweist, daß die älteren Schwankungen doch niemals den Charakter der Landschaft als Peneplain wesentlich hatten beeinflussen können, daß also das Land stets nur eine wenig über den Meeresspiegel erhobene Ebene gebildet hatte.

Die damalige Schaffung und Erhaltung der Peneplain erfordert aber weiterhin die Annahme, daß die erosiven Kräfte der westlichen und südlichen Erosionsbasen gut ausbalanciert waren. Nur eine ganz flache und stabile Wasserscheide konnte die beiden Flußsysteme getrennt haben.

Wo aber lag diese Wasserscheide? Hierüber haben mir meine morphologischen Studien keine sicheren Anhaltspunkte gegeben; einige diesbezügliche Vermutungen und ihre Begründung werden noch später kurz zu erwähnen sein.

Es wird in dieser Arbeit noch zu erweisen sein, daß die jungtertiären Cyclen in unserem Gebiet ausschließlich von der Donau beherrscht wurden. Diese mußte daher die Ursache für die heutige Gestaltung der Erosionsränder der Alb werden, eine Tatsache, die auch deutlich genug in der dem Donautal parallelen Erstreckung des nördlichen Erosionsrandes der Alb zum Ausdruck kommt. Das scharfe Knie, das im Altmühlgebirge der Erosionsrand des Juragebirges macht, vermag die Donau aber gerade deshalb in seiner primären Anlage nicht wohl zu erklären. (Vgl. Fig. 1.) Es findet sich auch weiter im NW, wo der harte Keupersandstein eine ähnliche, wenn auch weniger ausgesprochene Wand gegen das Muschelkalkvorland bildet, nur mehr schwach angedeutet; noch weiter nach

NW aber verklingt diese Form vollkommen. Zudem ist hier das Ausstreichen der Schichten nun in einer Richtung gelegen, welche von der des schwäbischen Albrandes durchaus abweicht, und auch in dieser Beziehung seine Unabhängigkeit von der Donaulinie dokumentiert.

Dies insgesamt aber deutet klar darauf hin, daß in NW-Richtung der Einfluß der Donauerosion immer schwächer wurde, daß hier der schon prämiocän angelegte Erosionsknick in letzter Ursache auf die von einem anderen Denudationsniveau ausgehende Erosion zurückzuführen ist, auf die Rheintalebene.

Daß der Knick der Juraschichten in ähnlicher Art wie heute schon beim Beginne des oberen Miocän bestand, ergibt sich mit Notwendigkeit aus einer Durchsicht der Arbeiten GÜMBELS¹⁾ und BRANCA²⁾. Seine Anlage dürfen wir also mit Sicherheit einem präobermiocänen Cyclus³⁾ zuschreiben.

Dies ist auch theoretisch gar nicht anders zu erwarten. Das flächenhafte Einsinken der Basis des jungtertiären Cyclus mußte auch auf die ganze Flächenerstreckung hin seine übernommenen alten konsequenten Flüsse neu beleben. Es mußte also ein in großen Zügen mit der Richtung der Erosionsbasis übereinstimmendes flächenhaftes Vordringen der Erosion nach N stattfinden. Nichts aber könnte dann den plötzlichen Wechsel auffallend starker und auffallend schwacher Erosion erklären, welcher auf einheitlich struierter Fläche ansetzend in unmittelbarer Nachbarschaft hier, in der Keuperlandschaft Frankens, die Juraschichten entfernte und ihre Unterlage wegräumte, dort aber, im Frankenjura selbst, fast nichts zu zerstören vermochte.

Dieser heutige Knick erklärt sich am einfachsten entschieden dadurch, daß er von dem obermiocänen Cyclus in seiner Anlage bereits übernommen, daß er aber ursprünglich durch einen älteren Vorstoß der Erosion vom Rheingebiet her geschaffen worden war.

Wenn dem aber so war, dann lag die präobermiocäne (mittelmiocäne) Peneplain nicht auf einheitlichem Schicht-

¹⁾ GÜMBEL: Die fränkische Alb.

²⁾ BRANCA: Schwabens 125 Vulkanembryonen. Jahrb. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württ. Stuttgart 1894/95.

— u. FRAAS: Das vulkanische Ries bei Nördlingen. Abh. d. Kgl. preuß. Akad. d. Wiss. 1901.

³⁾ Ich werde der Kürze halber den im Anschluß an den Rückzug des mittelmiocänen Molassemeeres einsetzenden Erosionscyclus im folgenden stets als „obermiocänen Cyclus“ bezeichnen, wobei ich aber ausdrücklich betone, daß sein Anfang noch im Mittelmiocän liegt, und er auch möglicherweise noch andererseits im obersten Obermiocän bereits von dem noch zu nennenden „pliocänen Cyclus“ abgelöst wurde.

komplex, sondern schnitt wechselnde Schichtköpfe gerade ab; dann aber hatte sie auch einen bereits früher einmal bestehenden Albrand¹⁾ zerstört.

Größere Sicherheit und vielleicht beweisendes Material für diese Frage könnte man sehr wohl von einer analogen morphologischen Untersuchung des Rheintales und seiner Grenzgebiete erwarten, wie sie hier für die Donau durchgeführt werden soll. Derartige Grenzfragen am Berührungspunkte zweier großer Flußsysteme lassen sich eben nur dann zu sicheren exakten Resultaten durchführen, wenn man die Geschichte beider Gebiete stets vergleichen kann. Hierzu fehlt aber heute noch jegliche exakte Grundlage in der bestehenden Literatur.

Wenn also auch der Entwicklungsgang der präobermiocänen Peneplain noch nicht näher zu fixieren ist, so ist doch die Tatsache ihres einstigen Vorhandenseins um so sicherer und dient als Grundlage für die nun folgende Entwicklung der Landschaft.

Wir waren bei dieser Betrachtung vom Strande des mittelmiocänen Molassemeeres ausgegangen, das zur Zeit seiner größten Ausdehnung weithin über die Alb transgredierte. Wie vorher schon einmal im Oligocän, so wich dieses Meer bald zurück, wurde brackisch und schließlich ausgesüßt. Besonders das Obermiocän ist dann ausgezeichnet durch seinen Reichtum an Süßwasserbildungen. Dieser ganz allmähliche Wechsel deutet einerseits zwar auf ebenso langsame Erhebung des Landes über den Meeresspiegel, womit die Erosion des neuen Cyclus wieder einsetzte, andererseits aber zeigen schon die mittelmiocänen marinen Schichten durch rasches Auskeilen, doppelte Strandfacies²⁾ u. dgl. den etwas sprunghaften Beginn der Hebung, die vielleicht gerade damals mit der ersten Anlage des Donaubruchrandes begann.³⁾

Aber der tektonischen Tieferlegung der Erosionsbasis arbeitete damals mit Erfolg die Auffüllung des gesenkten Beckens durch Süßwasserbildungen entgegen. (Obermiocäne (obere) Süßwassermolasse); auch andere Gründe mögen die morphologische Indifferenz des Bruches zu jener Zeit mit bewirkt haben; jedenfalls aber bestand zur Mittelmiocänzeit ein Albruch, wie er heute den Südrand der Alb kennzeichnet, keineswegs, wie ich das des Näheren an anderer Stelle begründet habe.

¹⁾ Im Frankenlande aber nicht im Gebiet der heutigen Neckarniederung zwischen Schwarzwald und Alb bestehend!

²⁾ FRAAS: a. a. O. 1911.

³⁾ H. RECK: Zur Altersfrage des Donaubruchrandes. Zentr. Bl. f. Min. usw. 1912.

Dies dokumentiert sich zur Evidenz aus der noch zu besprechenden Unterbrechung des pliocänen Donaulaufes durch den Abbruch. (Vgl. S. 130ff.)

Verfolgen wir nun die Quelläufe der Donau, Brege und Brigach, so zeigt PENCK¹⁾ Arbeit und Karte sehr schön ihre konsequente Entstehung und spätere subsequente Zusammenfassung. Heute tritt die aus ihnen zusammengefaßte Donau in steilwandigem Durchbruchstal in den Albjura ein. Oben auf der Höhe der Kalkplatten aber liegen zwischen Geislingen und Tuttlingen²⁾ mehrfach kleine Reste marinen Tertiärs. PENCK faßte dies nach Funden von *Mastodon angustidens* als Obermiocän auf und verlegte deshalb, da die heutige Talbildung vollkommene Unabhängigkeit von diesen und anderen ähnlichen Vorkommnissen zeigt, die Zeit der ersten Talanlagen des heutigen Donaustystems in die nachmiocäne Zeit.

Dieses Argument dürfte aber nicht ganz stichhaltig sein; denn einmal ist ein Teil jener Juranagelfluhen, um die es sich hierbei handelt, sicher marin; die jüngste marine Transgression endet aber noch im unteren Mittelmioicän; ferner ist auch *Mastodon angustidens* nicht auf das Obermiocän beschränkt, sondern greift ins Mittelmioicän hinab,³⁾ was seinerseits mit der Vergesellschaftung mit marinem Mittelmioicän hier sehr gut übereinstimmt. Zudem betrachtet PENCK selbst neuerdings *Mastodon angustidens* an anderer Stelle als Leitform des Mittelmioicäns⁴⁾. Man kann also bezüglich der Zeit der Talbildung hieraus nur feststellen, daß sie sicher nicht älter als mittelmioicän war.

Die marine Juranagelfluhe PENCKs aber hat, nach diesem vielfach den Habitus schuttkegelartiger Aufschüttung. Sie besteht stellenweise fast nur aus einem Konglomerat von Weißjurageröllen. Dies ist beweisend für die noch zu jener Zeit weit auf den Schwarzwald hinaufgreifende Erstreckung der Weißjuradecke, deren Vorhandensein ja auch durch anderweitige Funde⁵⁾ erwiesen wurde.

Das Auftreten von Juraschuttkegeln mit grobem Material gerade am Fuße des Schwarzwaldes scheint mir aber noch weiter wichtig zur Feststellung der Tatsache, daß hier jugendliche Flüsse entstanden waren, welche in konsequenter Richtung auf kürzestem Wege ihre Wasser zum nahen Meere führten.

¹⁾ PENCK: Talgeschichte usw. a. a. O.

²⁾ Bl. Tuttlingen. Geognost. Atl. 1: 50000.

³⁾ z. B. ZITTEL: Grundzüge der Paläontologie. II. 1911.

⁴⁾ PENCK-BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. I. S. 83.

⁵⁾ STEINMANN: Die Neuaufschließung des Alpersbacher Stollen. Ber. 35. Vers. d. oberrhein. geol. Ver. 1902.

Dies geschah zur Zeit der größten mittelmioocänen Meeresstransgression, bevor noch eine Donau oder ein Donauabbruch im heutigen Sinne bestand.

Die sich hieraus im Verein mit der späteren Entwicklung dieses Teiles der Landschaft ergebenden Konsequenzen für den Charakter der tektonischen Krustenbewegungen, welche die Grundlage der morphogenetischen Entwicklung sind, habe ich an anderer Stelle niedergelegt¹⁾. Hier mag es genügen, darauf zu verweisen, daß nur positive und negative Bewegungen, Hebungen und Senkungen, nicht aber nur in einer Richtung stattfindende Differenzialbewegungen die in der Natur gegebenen Erscheinungen befriedigend zu erklären vermögen.

Ein höheres als mittelmioocänes Alter der Schwarzwalderhebung und damit der ersten Anlage der heutigen Donauquellen scheint deswegen ausgeschlossen, weil die Juranagelfluhen fast ausschließlich aus Jurageröllen bestehen. Die Decke des Weißjura lag also zu jener Zeit noch unzerstört über den gehobenen Schichten. Die älteren Gesteine, deren Gerölle durchweg fast gänzlich fehlen, waren also noch nirgends im Bereich dieser Flüsse in nennenswerter Weise entblößt. Dies aber ist ein sicheres Anzeichen der Jugendlichkeit der damaligen Hebung.

Die Donau muß sich andererseits in unmittelbarem Anschluß an den Rückzug des Meeres entwickelt haben, denn wir finden sichere Spuren ihres Laufes nach DIETRICH²⁾ Studien im ältesten Pliocän. Damals aber lag sie bereits als seniler Fluß über einer Peneplain. Zu solcher Ausreifung aber müssen ihr Teile des mittleren und das Obermioocän genügt haben. Aus der relativen Kürze dieser Zeit aber ergibt sich, daß der vor der Peneplainisierung vielleicht schon angelegte Donauabbruch als morphologischer Faktor jedenfalls keine wesentliche Rolle gespielt hatte. — Das Land war trotz der vorangegangenen tektonischen Störungen seines Untergrundes zur Pliocänzeit eine Fastebene auf weite Strecken hin geworden. Die Notwendigkeit der Annahme dieser Fastebene weit nach Norden hin wird sich noch aus dem Verlauf des Donaulaufes und seiner Nebenflüsse ergeben. Im Süden haben sie bereits PENCK-BRÜCKNER) für das Alpenvorland erwiesen.

Der älteste bekannte Donaulauf wurde auf Grund von Schottervorkommnissen von DIETRICH²⁾ bis in die Gegend von Ulm verfolgt. —

¹⁾ H. RECK: Über positive und negative Krustenbewegungen in Süddeutschland. Jahr. H. d. Ver. f. vaterl. Nat. K. i. Württ. 1912.

²⁾ DIETRICH: Älteste Donauschotter auf der Strecke Immendingen-Ulm. N. Jahrb. f. Min. usw. Beilg.-Bd. XIX. 1904.

Die Herkunft dieser Schotter war lange in völliges Dunkel gehüllt. Die alten württembergischen Landesgeologen¹⁾ hatten sie als Dq-Schotter zum alten Diluvium gestellt, aber doch ihre Eigenart durch die eigene Bezeichnung gekennzeichnet. Später schlossen sich auch E. FRAAS²⁾ u. ENGEL³⁾ der Ansicht einer alpinen Herkunft an, während BRANCA⁴⁾ als Erster ihre jungtertiäre, außeralpine Entstehung annahm, wenngleich Ort und Art der Entstehung nicht näher präzisiert sind, sondern er nur zur Annahme einer Entstehung in situ als Rückstand zerstörter Tertiärschichten hinneigt. Dagegen spricht allerdings die enge Verknüpfung ihres Vorkommens mit dem alten Donautal. Ihr höheres, also pliocänes Alter aber ergibt sich aus einem Vergleich derselben mit den nahen Vorkommnissen von ältestem Deckenschotter, also mit den ersten diluvialen Bildungen. Von diesen unterscheiden sie sich nicht nur durch die Verschiedenheit im petrographischen Habitus und in der Gesteinszusammensetzung, sondern auch durch ihre durchweg höhere Lage. Besonders letzteres ist beweisend für die Altersverschiedenheit beider Ablagerungen im Sinne eines höheren Alters des Donauschotters, während der petrographische Habitus nur insofern auf sein höheres Alter hinweist, als er sich dadurch gewissermaßen als Restschotter kennzeichnet; er ist fast nur noch aus quarzitischen Geröllen zusammengesetzt, da heute alle weicheren Bestandteile seiner ursprünglich wohl viel gemischteren Zusammensetzung infolge seines hohen Alters chemisch oder mechanisch zerstört sind. Unter seinen Geröllen sind Buntsandstein, Keuper und Rätssandstein gefunden worden, die seine Herkunft von Westen, also vom Schwarzwald her notwendig machen. Im Pliocän war also, wie sich aus den Schottern ergibt, die im Mittelmiozän noch weit umsichgreifende Weißjuradecke des Schwarzwaldes bereits weitgehend zerstört.

Da ferner das Vorkommen der Schotter eng an die Höhen zu beiden Seiten des alten Donaulaufes geknüpft ist, ergeben sich hieraus auch die engsten genetischen Beziehungen zwischen beiden, zumal auch die wohlausgeglichene Gefällsverhältnisse der Schottersohle, also ihrer Auflagerungsfläche, durchaus für

¹⁾ O. FRAAS: Begleitworte zu Blatt Ulm S. 14. — QUENSTEDT: Begleitworte zu Blatt Blaubeuren S. 20.

²⁾ E. FRAAS: Beschreibung des Oberamts Ulm I. 1897. S. 286.

³⁾ ENGEL: Über die jurassische Nagelfluhe auf der Ulmer Alb. Jahr. H. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württ. 1882. S. 73. Schwabenalb 1897, S. 78.

⁴⁾ BRANCA: Vulkanembryonen. a. a. O. S. 65.

ihren Absatz aus einem weitgehend ausgereiften Flusse sprechen.

Das Alter dieser Schotter wird nun nach unten dadurch ziemlich genau festgelegt, als sie gelegentlich auf zweifellos primärer Lagerstätte auf obermiocänem Sylvanakalk aufruhcn. So werden sie durch eine obere wie eine untere Grenze ins Pliocän verwiesen; welchem Abschnitt des Pliocäns sie aber angehören, das scheint mir eine heute noch nicht sicher entscheidbare Frage; sie könnten doch wohl ebenso gut als jung- wie als altpliocän oder aber auch noch als jüngstobermiocän angesehen werden.¹⁾

Schon ganz nahe der Stelle, wo die Donau heute die Alb in tiefem Tal durchbricht, beginnt das Vorkommen der Dq-Schotter. Während die Donau vorher in relativ breitem, gestrecktem Tal der Richtung des Schichtstreichens folgt, biegt sie bei Mühlheim²⁾ plötzlich scharf um und setzt unter gleichzeitiger Verengung des Tales quer über die Albtafel weg; bei Sigmaringen³⁾ erreicht sie die Südseite der Alb. (Vgl. auch Fig. 7.) Oberhalb Langenbrunn aber finden wir die ersten Dq-Vorkommnisse eingetragen, deren Vorkommen sich zu beiden Seiten des Flusses auf der Durchbruchstrecke noch öfters wiederholt; noch öfters wohl übrigens in der Natur, als dies auf der Karte eingezeichnet ist.

Auf dieser Strecke fällt vor allem die eigenartige Krümmung der Talwände auf. Sie setzt bei Mühlheim ebenso plötzlich ein, wie sie bei Sigmaringen endet, sobald der Fluß die Juratafel verläßt. (Vgl. Fig. 5.) Solche Krümmungen sind längst anderwärts als die festgelegten Mäander eines einst auf einer ebenen Fläche zwanglos hin und her pendelnden Flusses erkannt worden, eines Flusses also, wie er besonders für die Peneplain charakteristisch ist.

Eine jung einsetzende Hebung bringt die Wasser einer alten Fastebene da zum erneuten Erodieren, wo sie sich im Momente der Hebung gerade befanden. Durch die damit verbundene Vertiefung des Flußbettes aber verliert der Fluß die Möglichkeit, die früher wahllos eingeschlagenen Windungen und Krümmungen wieder zu verlassen. Seine Mäander sind zu Zwangsmäandern geworden. Schwindet aber der Fluß aus einem derartigen Tal, so bleibt doch die Form der Talwände

¹⁾ Auch hier nenne ich der Kürze halber den nach der Ablagerung der Sylvanakalke beginnenden Cyclus den „pliocänen Cyclus“, wobei jedoch obige Angaben über seine genauere zeitliche Erstreckung stets im Auge zu behalten sind.

²⁾ Bl. Tuttlingen. Geognost. Atlas. 1: 50000.

³⁾ Bl. Friedingen. Geognost. Atlas. 1: 50000.

erhalten, und die Talmäander sind die untrüglichen Zeichen seiner einstigen Anwesenheit. Diesen Fall werden wir sogleich im Blautal verwirklicht sehen.

Mäander bildet kein junger Fluß. Wohl mögen lokale Verhältnisse ihn zwingen, gelegentlich einzelne mäanderähnliche Schlingen zu bilden, aber niemals wird eine lange Reihe ununterbrochen oder in kurzen Abständen sich folgender regelmäßiger Schlingen bestimmter Größenordnung auf derart lokale Verhältnisse zurückzuführen sein können. Sie sind vielmehr der Ausdruck eines allgemeinen Gesetzes im physikalisch-mechanischen Verhalten eines Flusses. Dies ergibt sich auch aus der bestimmten Größenordnung der Mäander, die mit zunehmender Wassermenge des Flusses, also stromabwärts immer bedeutendere Schwingungsradien erreichen. Auch dieser Tatsache werden wir bei Verfolgung des Donaulaufes noch begegnen. Dies folgt ferner auch daraus, daß bis heute noch keine Kraft und kein Vorgang in der Natur beobachtet wurde, welche Mäanderbildung erzeugen; außer eben dem träge fließenden Wasser eines senilen Flusses. Die Mäanderbildung beginnt daher naturgemäß im Unterlauf eines Stromes schon während dessen Reifestadium und schreitet quellwärts langsam vor. Je größere Strecken eines Flusses je mehr Flüsse innerhalb einer Landschaft mäandrieren, desto mehr nähert sich die Landschaft der reifen Peneplain.

Die stark entwickelte Tendenz jugendlich gehobener und belebter Flüsse, ihren Lauf wieder zu strecken und alte übernommene Zwangsmäander zu zerstören, kommt sehr schön in der Bildung von Umlaufbergen zum Ausdruck, wie z. B. das Blautal bei Schelklingen in typischer Weise zeigt¹⁾. (Vgl. Fig. 6.) Der alte mäandrierende Fluß wurde tiefer gelegt und schürfte sich das heutige Blautal aus, zunächst unter Beibehaltung der alten Mäander als Zwangsmäander. Dann aber durchsagte die erosive Kraft des Flusses die schmale Barre der die Windung verursachenden Landzunge, womit natürlich der weite Umweg des Flusses über die Talschlinge aufhörte, und dieser den geraden, kürzeren Weg wählte. Nur so ist die Tieferlegung alter Zwangsmäander, die dann vom Fluß verlassen wurden, erklärlich. Dabei ist es natürlich gleichgültig, ob das alte Haupttal heute vom Fluß verlassen ist oder nicht, denn auch der Neckar hat z. B. bei Lauffen schöne Umlaufberge abgeschnitten.

Diese Ausführungen schienen mir deshalb hier notwendig; weil gerade in der neueren Literatur unseres Gebietes die hier auf-

¹⁾ Bl. Blaubeuren. Geognost. Atlas 1:50 000.

tretenden Mäander mehrfach Deutungen unterworfen wurden, welche ohne Berücksichtigung der neueren morphologischen Literatur und der dort niedergelegten Erfahrungen und Prinzipien gegeben wurden, und, da sie keinerlei begründete neue Gesichtspunkte bringen, bereits durch die zahlreiche ältere Literatur als unhaltbar charakterisiert sind¹⁾.

Übertragen wir die sich aus diesen Betrachtungen ergebenden Konsequenzen auf die hier geschilderte Donauastrecke zwischen Mühlheim und Sigmaringen, so folgt mit Notwendigkeit, daß die Donau, bevor sie ihr heutiges Tal eintiefte, auf breitem, flachem Talboden uneingeengt auf der peneplainisierten Hochfläche der Alb mäandrierte. Hierin tritt uns das Endstadium des vorletzten Denudationscyclus in unserer Landschaft entgegen. Die breite Zone der Dq-Schotter liegt auf jener Höhe, auf der einst die Donau träge dahinpendelte, und daß damals keine steilen Talwände wie heute den Fluß beengten, zeigt eben die Breite der Auflagerungsfläche der fluviatilen Schotter in annähernd gleichem Niveau. Hier also decken sich junge heutige und alte pliocäne Donau in bezug auf ihre Lage.

Wie aber die Donau mit schön geschwungenem Zwangsmäander bei Sigmaringen die Juratafel verläßt und mit völlig anders geartetem Charakter in das Diluvium eintritt, so betritt sie mit ebensolcher Schwingung für eine kurze Strecke die Juratafel wieder bei Zell²⁾. In der Zwischenstrecke aber kennzeichnet nichts einen alten Donaulauf; hier tritt uns nur der junge in der Landschaft entgegen, dessen Jugendlichkeit sich ja schon dadurch kennzeichnet, daß er im jungen Diluvialgebiet eingeschnitten ist. Der pliocäne Donaulauf muß unter der Decke jüngeren Gesteins verborgen liegen.

DIETRICH³⁾ freilich nimmt an, daß er oben auf der Alb gelegen habe; daß die alte Donau von Sigmaringen quer über das Knie der alten Lauchert bei Hitzkofen weggelaufen und im Norden des Tertiärmassivs des Teutschbuchs entlang geflossen sei, um dann das Achbett von Zwiefalten aus zu benutzen und, dieses herabkommend, wieder mit seinem heutigen Tal zusammengetroffen sei.

Doch dagegen spricht alles. Wie weiter oberhalb der Donaulauf durch charakteristische Quarzgerölle auf den Höhen

¹⁾ Vergl. z. B. die auf Eiswirkungen zurückgeführten Mäander GUGENHAHNS in: Die Vergletscherung der Erde von Pol zu Pol. S. 13/14. Berlin 1906; oder die jugendlicher Flußerosion zugeschriebene Mäanderbildung der Altmühl in SCHWERTSCHLAGER: Altmühl und Altmühlgebirge. Eichstädt 1905.

²⁾ Bl. Riedlingen. Geognost. Atlas 1:50000.

³⁾ DIETRICH: a. a. O.

gekennzeichnet war, so werden wir diese in völlig analoger Weise weiter stromabwärts abermals finden. Hier aber fehlen sie. Das ist höchst auffallend und schon nicht ohne weiteres erklärlich. Wir werden sogleich noch das Blautal als ein Stück des alten Donautales kennen lernen. Auch dies ist durch begleitende Quarzgerölle als solches charakterisiert. Aber wenn es auch die Donau heute längst verlassen hat, so ist doch der alte Talzug mit markanter Schärfe erhalten. Hier im Norden des Teutschbuchs ist hingegen ein alter Talzug auch nicht in Spuren zu erkennen.

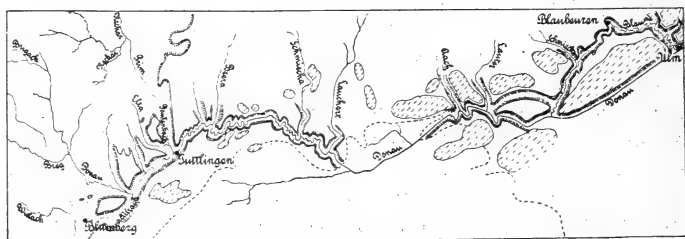


Fig. 5.

Der Donaulauf und seine Zuflüsse. Nach der Generalstabskarte sowie Skizzen von PENCK und DIETRICH zusammengestellt von H. RECK. Die Oleate gibt die Rekonstruktion des pliocänen Donaulaufes und seiner Quellflüsse. (Die punktierte Linie gibt die Grenze des diluvialen Rheingletschers.)

Drittens endlich bleibt sich der Charakter des nachgewiesenermaßen alten Donautales völlig gleich, solange es im Jura bleibt. Also hat auch das Talstück Sigmaringen—Scheer gleiche Geschichte, denn nichts könnte seine morphologisch so gleichartige und gleichwertige Entwicklung erklären, wenn man hierzu nicht die alte Donau heranzieht; diese aber soll nach DIETRICH ja schon bei Sigmaringen ihr heute noch so deutliches Tal verlassen und eine Fortsetzung gehabt haben, die sich heute nicht mehr morphologisch nachweisen läßt. Dazu gesellt sich auch noch die schwer verständliche Annahme der Lauchertüberquerung am Lauchertknie bei Hitzkofen. Denn die Lauchert ist nicht etwa ein jüngerer Fluß. Wir werden ihre präpliocäne Anlage noch kennen lernen. Dies erscheint also unmöglich.

Das gleiche Bild wiederholt sich übrigens auch bei dem Wiedereintritt der Donau in die Alb bei Zell. Wie sollten hier die typischen alten Zwangsmäander, die wir weiter oben als charakteristisch für das alte Donaubett erkannt haben, erklärt



gekennzeichnet war, so werden wir diese in völlig analoger Weise weiter stromabwärts abermals finden. Hier aber fehlen sie. Das ist höchst auffallend und schon nicht ohne weiteres erklärlich. Wir werden sogleich noch das Blautal als ein Stück des alten Donautales kennen lernen. Auch dies ist durch begleitende Quarzgerölle als solches charakterisiert. Aber wenn es auch die Donau heute längst verlassen hat, so ist doch der alte Talzug mit markanter Schärfe erhalten. Hier im Norden des Teutschbuchs ist hingegen ein alter Talzug auch nicht in Spuren zu erkennen.



Fig. 5.

Der Donaulauf und seine Zuflüsse. Nach der Generalstabskarte sowie Skizzen von PENCK und DIETRICH zusammengestellt von H. RECK. Die Oleate gibt die Rekonstruktion des pliocänen Donaulaufes und seiner Quellflüsse. (Die punktierte Linie gibt die Grenze des diluvialen Rheingletschers.)

Drittens endlich bleibt sich der Charakter des nachgewiesenermaßen alten Donautales völlig gleich, solange es im Jura bleibt. Also hat auch das Talstück Sigmaringen—Scheer gleiche Geschichte, denn nichts könnte seine morphologisch so gleichartige und gleichwertige Entwicklung erklären, wenn man hierzu nicht die alte Donau heranzieht: diese aber soll nach DIETRICH ja schon bei Sigmaringen ihr heute noch so deutliches Tal verlassen und eine Fortsetzung gehabt haben, die sich heute nicht mehr morphologisch nachweisen läßt. Dazu gesellt sich auch noch die schwer verständliche Annahme der Lauchertüberquerung am Lauchertknie bei Hitzkofen. Denn die Lauchert ist nicht etwa ein jüngerer Fluß. Wir werden ihre präpliocäne Anlage noch kennen lernen. Dies erscheint also unmöglich.

Das gleiche Bild wiederholt sich übrigens auch bei dem Wiedereintritt der Donau in die Alb bei Zell. Wie sollten hier die typischen Talformen zueinander, die wir weiter oben als charakteristisch für das alte Donaubett erkannt haben, erklärt

werden, wenn alte und neue Donau sich erst weiter stromab, an der Achmündung getroffen hätten?

Dies alles läßt mich zu dem Resultat kommen, daß wir zwischen Scheer und Zell den pliocänen Donaulauf nicht kennen, weil er unter diluvialen Gerölln begraben ist. Möglich, ja wahrscheinlich ist es sogar, daß einmal die Donau, wie auch GUGENHAHN das ungefähr so will¹⁾, eine Zeitlang Schichtgrenzfluß zwischen Tertiär (bezw. Jura) und Diluvium gewesen ist. Dafür könnte man geltend machen, das der letzte alte Mäander bei Zell unmittelbar bis zum Rande der Altmoräne aushält und unwillkürlich die ursprüngliche Fortsetzung des zu ihm gehörigen alten Flusses in der Richtung und Nähe des Südfußes des Teutschbuches vermuten läßt. Auch die eigentümliche inselbergartige Erosionsform des Osterberges könnte dafür sprechen, sowie endlich das Auftreten einer fluviatilen Geröllfläche nördlich von Heudorf, unmittelbar am Fuße des Jura, die allerdings als alluvial (1888) kartiert²⁾ ist, deren Herkunft sich aus der heutigen Orographie aber nur schwer erklärt. Ob dies aber ein lange bestehender Flußlauf war oder ob er etwa mit dem pliocänen Donaulauf ident war, darüber ist nichts bekannt.

Jedenfalls stellt sich von Zell bis Munderkingen³⁾, wo der Fluß abermals aus der Alb auf deren Vorland übertritt, sofort der Talcharakter der alten Donau, wie wir ihn oberhalb Sigmaringen kennen gelernt hatten, unverändert wieder ein. (Vgl. Fig. 5.) Hier also haben wir abermals ein Stück der pliocänen Donau vor uns.

Aber noch einmal wiederholt sich das Spiel; der alte Donaulauf taucht unter die Moränenmassen des Vorlandes unter, um uns erst bei Ehingen abermals vor Augen zu treten. Auf dieser Zwischenstrecke ist allerdings ein Tal bekannt, das heute ein breites Trockental ist: das Kirchner Tal. Es hat auch teilweise der Donau zum Abfluß gedient; wie die darin abgelagerten fluviatilen Schottermassen deutlich erkennen lassen³⁾, aber es war, wie schon der morphologisch differente Charakter sowie auch das Fehlen der pliocänen Quarzgerölle sofort zeigt, keinesfalls das primäre, konstante Bett einer pliocänen Donau. GUGENHAHN deutet es vielmehr, und wohl mit Recht, als eine Art Notauslaß für die durch die Alpengletscher zur Zeit der größten Vergletscherung aufgestauten Donauwasser.

¹⁾ GUGENHAHN: Zur Talgeschichte der oberen Donau. Jahr. H. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württ. 1903. S. 240.

²⁾ Blatt Riedlingen. Geognost. Atlas 1: 50000.

³⁾ Blatt Ehingen. Geognost. Atlas 1: 50000.

Aber von Ehingen aus können wir auf lange Strecke hin das alte Donautal verfolgen. Zwar wird es heute nicht mehr von der Donau selbst benützt, die hier wohl durch Anzapfung infolge der mit der weiterschreitenden Ausräumung des Alpenvorlandes Hand in Hand gehenden Tieferlegung der Erosionsbasis am Albrand gleichsam von der Alb herabglitt, aber trotzdem ist sein Charakter als altes, den oberen Laufstücken oberhalb Munderkingen und Sigmaringen entsprechendes Flußbett der pliocänen ältesten Donau unverkennbar. Dies ergibt sich einmal aus den Quarzschottern, den Dq-Schottern der Karte, die DIETRICH zwischen Ehingen und Ulm allenthalben auf den Höhen zu beiden Seiten des jetzigen Blau- bzw. Schmiechentaales nachweisen konnte, die völlig ident mit den das Donautal oberhalb Sigmaringen begleitenden Schottern sind, sodann aus morphologischen Gründen. Übrigens hatte auch schon früher PENCK¹⁾ das Blautal als alten Donaulauf angesehen. (Vgl. Fig. 6.)

Das Blautal kann unmöglich von seinem heutigen Fluß geschaffen worden sein. Noch bei seiner Mündung fällt das Mißverhältnis auf, in dem Wassermenge und Talbreite stehen. Wie verloren pendelt der Fluß in zahllosen kleinen Mäandern auf dem breiten Talboden hin und her, ohne ihn jemals auszufüllen. Wandern wir flußaufwärts, so kommen wir bei Blaubeuern bald zum Blautopf, den Quellen der Blau. — Aber die Talwände bleiben steil und weit voneinander gerückt, ohne Rücksicht auf das Dasein, Fehlen und Verhalten der Blau. Eine kaum merkliche Wasserscheide führt zur Quelle eines im gleichen Tal gelegenen, aber entgegengesetzt fließenden Baches, der inversen Schmiechen. Wir haben hier auf seine ganze Erstreckung hin ein gleichmäßig tiefes und breites, nach beiden Seiten hin geöffnetes Tal vor uns, ein Tal also, das ohne Hintergehänge ist. Ein solches Tal aber, das seine genetische Unabhängigkeit von der heutigen Hydrographie sofort klar erkennen läßt, kann nur ein übernommenes Flußstück eines anderen Flußlaufes sein. Daß dies hier nur der alte Donaulauf gewesen sein kann, zeigt aber nicht nur die allgemeine Lage und Orientierung des Talzuges, die vollkommene morphologische Gleichwertigkeit geht auch aus der gleichen Ausbildung der Talmäander und Zwangsmäanderschlingen hervor.

Die einst freien Mäander der alten Peneplain sehen wir in allen Stadien der Entwicklung fixiert. Vom spitzen Tal-

¹⁾ PENCK: Über Periodizität der Talbildung S. 50. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde?)

sporn bei Weiler führt die Entwicklungsreihe über die fast abgeschnürte Schlinge bei Blaubeuren zu der vollendeten und heute versumpften Abschnürung und Schaffung des schon erwähnten Umlaufberges bei Schelklingen. Auch die große Schleife der Geländevertiefung südlich von Schelklingen, mit dem Schelklinger See, erscheint nur als das Relikt eines alten, großen Mäander.

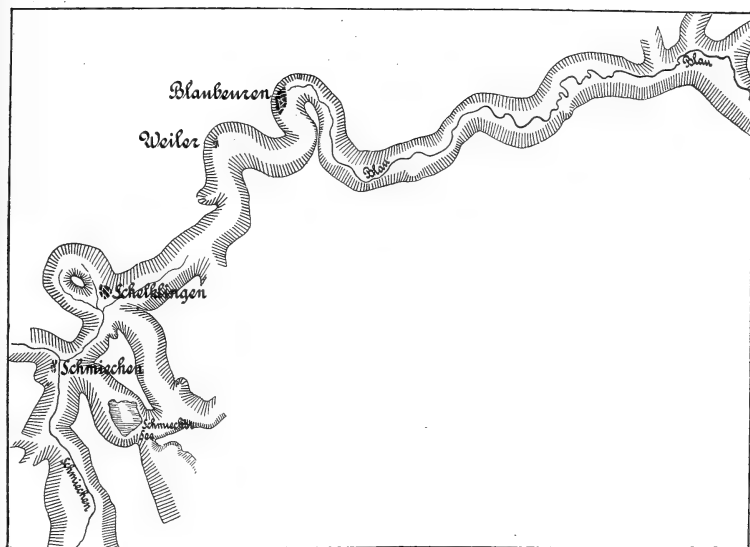


Fig. 6.

Das Blautal.

Talmäander des pliocänen Donautales mit Talsporen und Umlaufbergen.

Wenn aber auch das Vorhandensein der Zwangsmäander den Charakter des Tales der Blau und der Donau etwa oberhalb Sigmaringen als gleichartig erscheinen läßt, so besteht doch ein Unterschied zwischen beiden, der aber ihre genetische Zusammengehörigkeit nur um so stärker unterstreicht. Ich habe schon erwähnt, daß das Mittel des Schwingungsradius der Mäanderschlingen in einem gewissen Verhältnis zur Wassermenge des Flusses steht. Die Mäander nehmen daher flußabwärts generell an Größe zu. Dies gilt natürlich auch ebenso für die Talmäander und Zwangsmäander, also in diesem speziellen Falle für die Schwingungen der Talwände des verglichenen Donautalstückes bzw. des Blautales. (Vgl. Fig. 7, 8, 9.)

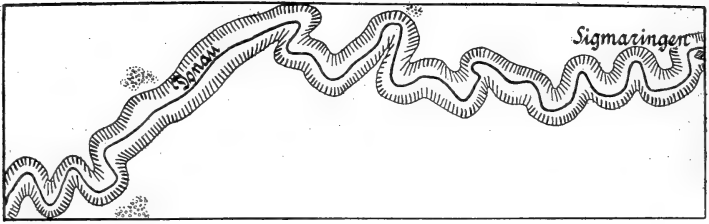


Fig. 7.

Das heutige und alte Donautal in seinem Durchbruch durch die Alb.

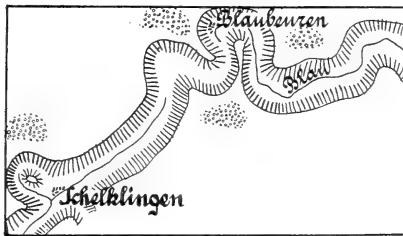


Fig. 8.

Das heutige Blaualtal oberhalb Ulm als altes Donautalrelikt.

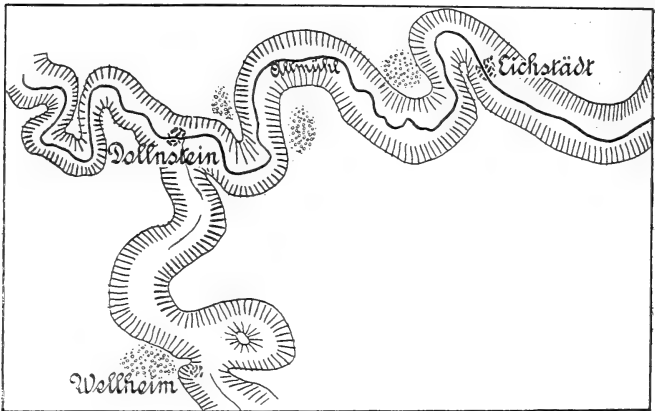


Fig. 9.

Das heutige Wellheimer Trockental und Altmühltal bei Eichstätt als altes einheitliches Donaurelikt.

Fig. 7, 8, 9.

Vergleichende Darstellung von Zwangs- und Talmäanderstrecken der pliocänen Donau in gleichem Maßstabe zur Demonstration der flußabwärts zunehmenden Größenordnung der Schwingungsradien der einstigen Mäander.

Die Größenverhältnisse der Talmäander der Donau oberhalb Sigmaringen gruppieren sich ohne wesentliche Abweichungen um einen Mittelwert, der nennenswert kleiner ist, als das Mittel der Größenordnung, der die Blautalmäander angehören. Dieses Verhalten müssen wir bei der ja bereits bewiesenen ursprünglichen Zusammengehörigkeit der beiden Talstücke erwarten; denn im Blautal befinden wir uns immerhin schon wesentlich weiter stromabwärts als im Donautal bei Sigmaringen.

Die Tatsache des Vorhandenseins dieser Größendifferenz aber ist besonders dann ein wichtiger Hinweis auf die genetische Einheit verglichener Talstücke, wenn dieselbe auf Grund anderweitiger Untersuchungen vorher noch nicht sicher erwiesen war. Darauf wird sogleich noch zurückzukommen sein.

b) Die Donau unterhalb Donauwörth.

Fortsetzung der pliocänen Donau in östlicher Richtung. — Das Wellheimer Trockental. — Seine Beziehungen zur Altmühl, desgl. zur alten Donau. — Die pliocänen Quarzschotter. — Die Treuchtlinger Gerölle. — Herkunft. — Zusammensetzung. — Die Gerölle von Sieggellöh. — Identifikationsversuche nach Alter und Herkunft. — Folgerungen. — Der Donaulauf von Kelheim bis Regensburg. — Pliocäne Donauschotter bei Passau.

Bei Ulm mündet die Blau in das junge Donaubett, das im wesentlichen dem heutigen Albbruchrande folgt. Von da ab aber verlieren sich die bisher nachgewiesenen Spuren des pliocänen Donaulaufes. Man kann nicht annehmen, daß hier die alte Donau einstmals endete. Hier war zur Pliocänzeit kein Meer, kein See, in den sie münden konnte, und auch sonst ist kein Grund denkbar, der ihr plötzliches Verschwinden rechtfertigen würde. Wir müssen also annehmen, das ihr weiterer Lauf nachträglich zerstört worden ist. Auf der erhaltenen Juratafel unterhalb Ulm kann er nicht gelegen haben, denn dort wären bei dem gleichen Charakter des Gesteins für seine Erhaltung die gleichen, günstigen Bedingungen gegeben gewesen, wie weiter oberhalb. Wie aber dort seine Schotter noch gelegentlich über Resten obermiocänen Süßwasserkalkes gefunden werden, so müssen wir annehmen, daß er hier völlig auf die obermiocänen Süßwasserbildungen übergetreten ist und mit diesen bis heute zerstört worden ist.

Nach Süden zu, im Kalkgebirge der Alpen dürfen wir aber den alten Lauf ebensowenig suchen wie nach Norden. Denn auch damals kamen ja alle Flüsse von den Alpen herab nach

Norden zu; von der Alb aber strömten ihnen südwärts gerichtete Wasseradern entgegen. Wir müssen also annehmen, daß der Donaulauf in seiner Richtung verharnte und nach Osten strebte.

Hier finden wir denn auch unterhalb Donauwörth abermals Relikte eines höchst auffallenden Flußbettes: Das Trockental von Wellheim. Man hat es längst als diluvialen Donaulauf angesprochen, aber wir werden sehen, daß es in seiner Anlage zweifellos älter ist.

Betrachten wir das hydrographische Netz der Blätter:

Weißenburg	Beilngries
Eichstädt	Ingolstadt

 der Generalstabskarte des Deutschen Reiches 1:100000, so springt dessen Eigenart sofort in die Augen. Bei Rennertshofen öffnet sich zwischen den hohen Jurafelsen ein breites Tal gegen die heutige Donau und das flache südliche Vorland. Eine kurze Strecke dringt es nach Norden ins Kalkgebirge ein, um dann das Altmühltal zu treffen und mit ihm nach Osten umzubiegen. Auf große Strecken ist heute der weite Talboden flußlos. Nur einige kleine Bäche verlieren sich gleichsam in ihm. Charakteristisch für die Art des Tales ist ganz besonders der nördliche, kleine bei Dollnstein mündende Restfluß, und der südlich gerichtete inverse Bach bei Rennertshofen. Es ist genau das gleiche Bild, das der alte verlassene Donaulauf oberhalb Ulm mit Blau und Schmiechen bot.

Die Schutter, die in der Mitte des Talzuges ihren Ursprung hat, dasselbe aber bald verläßt, wird noch kurz zu erwähnen sein.

Das Tal zieht sich unter steilen Wänden in vielgewundenen Schlingen dahin; bei Wellheim ist es sogar zur Abschnürung eines Inselberges gekommen. Dieser morphologische Charakterzug des Tales ändert sich in keiner Weise bei seiner Umbiegung nach Osten. Vielmehr zeigt die bei Dollnstein sich mit ihm vereinigende Altmühl, allerdings in kleinerem Maßstab, ein genau korrespondierendes Verhalten ihrer Talwände, solange sie sich flußaufwärts noch im Jura-gebiet der Alb befinden.

Vergleichen wir aber die bei Dollnstein zusammentreffenden drei Talstücke: mittleres Altmühltal, unteres Altmühltal und Wellheimer Trockental, so zeigt sich, daß morphologisch heute nicht mittleres und unteres Altmühltal gleichwertig sind, wie man das erwarten sollte, sondern Wellheimer Trockental und unteres Altmühltal.

Dies zeigt einmal schon das Verhalten der Altmühl selbst. Von Treuchtlingen bis Dollnstein erscheint ihre Wasser-

menge dem Flußbett wohl angepaßt. Der Fluß füllt die Tal-schlingen völlig aus und erodiert noch die Seitenwände. Anders unterhalb Dollnstein. Plötzlich wird das Flußbett breiter, und die Altmühlwasser pendeln wie in zu weitem Gewande in freien kleinen Mäanderschlingen auf dem breiten, flachen Talboden hin und her, nur noch an vereinzelter Stellen, dessen steile Uferwände bespülend. Aus der normalen Flußentwicklung der Altmühl selbst läßt sich dies in keiner Weise erklären. Hier müssen andere Faktoren mit im Spiel gewesen sein.

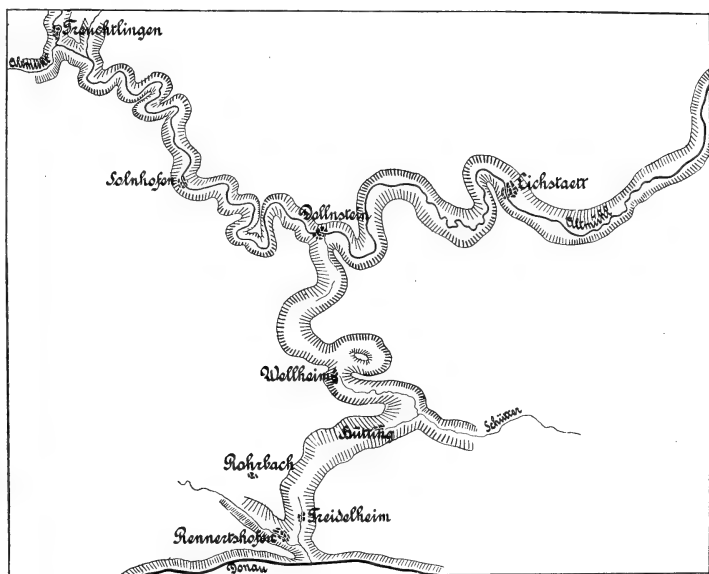


Fig. 10.

Wellheimer Trockental, unteres und mittleres Altmühltal.

(Das Bild läßt deutlich die völlige morphologische Gleichwertigkeit des Trockentales mit dem unteren nicht aber mittleren Altmühltal erkennen.)

Diese ergeben sich aus der vergleichenden Betrachtung der Talzüge, ohne Berücksichtigung der heutigen Flüsse. Das Wellheimer Trockental setzt sich ohne die geringste Unterbrechung der Breite seines Talbodens in das untere Altmühltal fort. Auch die Entwicklung der Talmäander zeigt nicht die leiseste Störung. Der große Dollnsteiner Mäander, der heute zur Hälfte dem Trockental, zur anderen Hälfte dem Altmühltal angehört, setzt ohne Unterbrechung aus einem Tal in das andere fort, gerade an der Stelle, wo die Altmühl mit ihrer

Einmündung in die Mäanderschlinge die eigenartige Divergenz in der Entwicklung ihres Talbodens nach oben und unten hin zeigt.

Aber auch das früher schon benützte Gesetz der von der Wassermenge eines Flusses abhängigen Größenordnung der Mäanderradien kommt hier deutlich zum Ausdruck. (Vgl. Fig. 7, 8, 9.) Die Mäander der Altmühlstrecke Treuchtlingen-Dollnstein ordnen sich unverkennbar einem wesentlich kleineren Mittelwert unter, als die Mäanderschlingen zwischen Dollnstein und Rennertshofen, bzw. zwischen Dollnstein und Eichstädt. Die Mäander dieser beiden letzten Strecken aber haben in offenkundigster Weise gleiche Schwungweite ihrer Talschlingen.

Dadurch dokumentiert sich morphogenetisch mit unabweisbarer Notwendigkeit:

1) Die Talstücke Rennertshofen-Dollnstein, Dollnstein-Eichstädt haben eine einheitliche Entwicklungsgeschichte durchlaufen, sie wurden, da sie morphologisch völlig gleichwertig sind, von einem und demselben Flusse geschaffen.

2) Die Talstücke Treuchtlingen-Dollnstein und Dollnstein-Rennertshofen einerseits, Dollnstein-Eichstädt andererseits sind morphologisch nicht völlig gleichwertig, sie verdanken ihre Entstehung daher verschiedenen Flüssen.

3) In bezug auf das Alter in Cyclus und Stadium erscheinen alle drei Flüsse morphogenetisch völlig gleichwertig. Die Ausbildung der Talzüge aber läßt in den verglichenen Stücken deutlich das Verhältnis von Hauptfluß und Nebenfluß hervortreten; d. h. die primäre Altmühl mündete bei Dollnstein in einen von Rennertshofen gegen Eichstädt fließenden primären Hauptstrom. —

Welches war nun dieser primäre Hauptstrom? Wo kam er her? Diese Fragen sind um so wichtiger, als wir hier einen gewaltig breiten Talzug von senilem Habitus vor uns haben, dessen Größe und Bedeutung kein anderer Fluß des gesamten Gebietes erreicht. Also schon die Größenordnung des Flusses weist auf die Stammader der ganzen Entwässerung: die alte Donau. Für die Stütze dieser Annahme gibt es aber eine ganze Reihe greifbarer Tatsachen:

a) Der bei Rennertshofen auftretende weite Talzug muß notwendig bereits eine weite Strecke durchlaufen haben. Seine in der Hauptsache ostwärts weisende Fließrichtung läßt seine Quellen im Westen vermuten. Dort aber kommt nur der Donauoberlauf als Quellgebiet in Frage.

b) Das alte obere Donautal zeigte an dem Beispiel des verlassenen Blautales eine Tendenz, nach Süden im Laufe der Entwicklung von der Alb abzugleiten. Alte Flußlaufstücke werden daher vornehmlich im Norden des heutigen Flusses zu suchen sein. Dies trifft auch für unseren Fall zu.

c) Die allgemeine Richtung der Talentwicklung der pliocänen oberen Donau ging — natürlich mit vielen lokalen Unterbrechungen — nach Osten. Dies ist auch hier der Fall.

d) Die Zwangsmäander des obersten Donaulaufes zeigen, wie erwähnt, eine geringere Größenordnung ihrer Schwingungsradien als die Talmäander des Blautales. Die des Blautales sind aber ihrerseits wieder kleiner als die hier vorhandenen. Das ist die zu erwartende Entwicklung in der Entfaltung von Mäandern in einem einheitlichen großen Strom einer Peneplain.

e) Die Basis der Quarzschotter des oberen Donautales fällt leicht gegen Osten. Auch hier fällt die Auflagerungsfläche alter Quarzschotter nach Osten.

f) Die Höhenlage der Quarzschotter fällt vom obersten Donaulauf an ganz regelmäßig. Sie liegen am höchsten oberhalb Sigmaringen wo sie 900 m Höhe übersteigen, sie fallen bis in die Gegend von Blaubeuren auf 600—700 m, erfahren dann oberhalb Ulm eine geringe, wohl nachträgliche Verbiegung ihrer Sohle bis zu 547 m tiefster Lage, treten in dem hier behandelten Talstück bei ca. 500 m Höhe auf und fallen noch weiter bis in die Passauer Gegend, wo sie in Höhen von ca. 400 m angetroffen werden.

g) Als eines der sichersten Argumente für die Fortsetzung der alten Donau im Wellheimer Trockental muß das Auftreten von Quarzschottern bezeichnet werden.

Es würde zu weit führen, hier des näheren auf deren Bewertung einzugehen, und muß ich diesbezüglich auf meine Darlegungen a. a. O. hinweisen¹⁾.

Kurz zusammengefaßt konnte gezeigt werden, daß die lange als diluvial angesehenen, durch die sorgfältigen Begehungen SCHWERTSCHLAGERS²⁾ bekannt gewordenen Höhenschotter von Sigellöh und anderen Orten entlang dem Wellheimer Trockental und unteren Altmühltal, bei näherer Betrachtung sowohl stratigraphisch wie petrographisch als Äquivalente der Dq-Schotter der Ulmer Gegend sich erweisen lassen, also auch ihrem Alter nach wie diese an der Grenze von Pliocän und

¹⁾ H. RECK: Ein Beitrag zur Kenntnis des ältesten Donaulaufes in Süddeutschland. Zentr.-Bl. f. Min. usw. 1912.

²⁾ SCHWERTSCHLAGER: Altmühl und Altmühlgebirge. Eichstädt 1905.

Miocän¹⁾ stehen. Ihr höheres als diluviales Alter hatte auch PENCK schon erkannt. Damit aber bekunden sie nicht nur durch Lagerung und Habitus, sondern auch durch ihr Alter ihre genetische Zugehörigkeit zum ältesten bekannten Donaulauf.

Eng verknüpft mit diesen Untersuchungen war natürlich auch die Frage nach der Berechtigung der so vielfach vertretenen Annahme eines einstigen Durchbruches der alten Donau durch das heutige Altmühltal nach Norden zum fränkischen Becken und Rhein hin. Aber die Hauptstütze dieser Theorie, der Fund alpiner Gerölle am nördlichen Fuße der Altbafel, konnte einer kritischen Nachprüfung nicht standhalten²⁾, und es muß gegenüber THÜRACH, SCHWERTSCHLAGER u. a. hier ebenso betont werden, wie weiter stromaufwärts gegenüber den HAAGSchen Donauablenkungsgedanken, daß die Donau in jungtertiärer Zeit völlig die Hydrographie beherrschte und durch den Rhein keineswegs — wie etwa heute — in ihrer Existenz bedroht war.

Hat man aber einmal die Fortsetzung des alten bei Ulm unter den Diluvialmassen des abgesunkenen Vorlandes verschwundenen Donaulaufes bei Rennertshofen wieder erkannt und seinen Lauf über Dollnstein ins Bett der unteren Altmühl weitergeführt, so ist es leicht, ihm bis in die Regensburger Gegend zu folgen.

Auch auf dieser Strecke verdienen noch einige morphologische Eigentümlichkeiten Erwähnung.

Südlich des alten Donautales vom Trockental abzweigend, zieht ein der unteren Altmühl lange Zeit nahezu paralleler, heute versumpfter Talzug nach Osten, der nur der kleinen bei Ingolstadt mündenden Schutter zum Abfluß dient. Hier müssen einst größere Wassermassen die Weite des Tales geschaffen haben: Wir haben hier nach ziemlich allgemeiner Annahme ein vorübergehendes Tal der Donau vor uns, das sie benützte, als sie im Begriffe war, zur mittleren Diluvialzeit endgültig ihr altes Tal zu verlassen.

Auf diese Zeit führt ihr Durchbruch durch die Jurafelsen von Steppberg zurück.

Verfolgen wir aber das pliocäne Donautal über das Wellheimer Trockental hinaus, so müssen wir dem heutigen Altmühlunterlauf folgen, wie das bereits dargelegt wurde. Bei Kelheim treffen dann junges und altes Donautal wieder zusammen. Von dort ab benützt heute noch der Fluß sein terti-

¹⁾ H. RECK: Zur Altersfrage des Donaubruchrandes. Zentr.-Bl. f. Min. usw. 1912.

²⁾ H. RECK. Ein Beitrag usw. a. a. O.

äres Bett. Wenn auch meines Wissens bis jetzt auf dieser Strecke noch keine Quarzschotter von den das Tal begleitenden Höhen bekannt geworden sind, so liegt dies sicher nicht an ihrem Fehlen, sondern an dem Mangel an diesbezüglichen Untersuchungen. Wenn wir also hier auch vorläufig noch auf dieses Beweismittel verzichten müssen, so ergibt sich die gene-

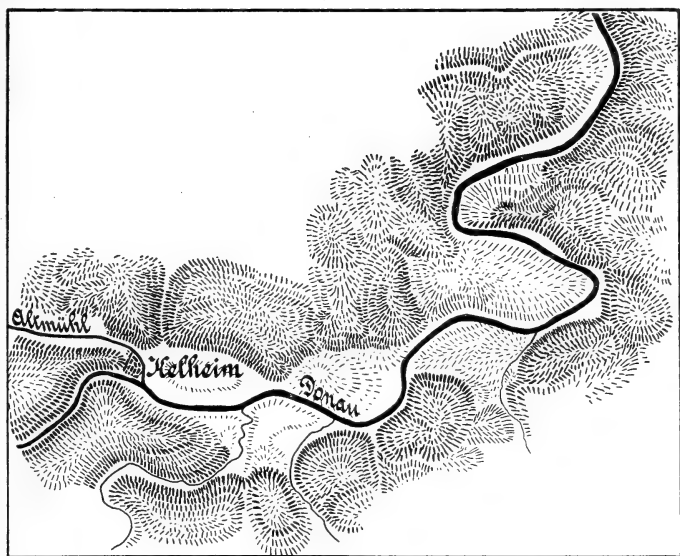


Fig. 11.

Das heutige und tertiäre Donaubett unterhalb Kelheim.

(Zeigt die durch die bikonvexe Talwanderosion dokumentierten, nach Osten rasch abnehmenden Interferenzerscheinungen der spitzwinklig aufeinanderstoßenden Flußschwingungsrichtungen der tertiären und heutigen Donau.)

tische Zusammengehörigkeit der ganzen Flußstrecke von Rennertshofen über das Altmühltal bis Regensburg dennoch zur Evidenz aus der morphologisch völlig gleichartigen Entwicklung des Talzuges, die nur bei gleicher Geschichte, bei Schaffung durch einen und denselben Fluß verständlich ist.

Die eigenartig verwischt aussehende Talschlingenform direkt unterhalb der Altmühlmündung bei Kelheim ist hiervon nicht etwa eine Ausnahme, sondern nur eine eigenartige Modifikation durch das Zusammentreffen zweier nicht gleichzeitig in Tätigkeit gewesener Krafrichtungen der Erosion.

Während in der normalen Talentwicklung und Mäanderbildung dem konvexen Ufer des Flusses oder der konvexen Seite des Tales auf der gegenüberliegenden Flußseite eine konkave Seite entspricht, treffen wir hier auf eine starke Talerweiterung, deren Begrenzungswände beide konvex nach außen gekrümmt erscheinen. Dieselbe Erscheinung wiederholt sich stromabwärts, doch mit abnehmender Schärfe, um dann bald endgültig sich zu verlieren.

Während die Talerweiterung allein auf eine besonders kräftige Erosionstätigkeit hinweist, ist die beiderseits gleichgerichtete Talkrümmung aus dem einheitlichen, normalen Entwicklungsgang eines Flußlaufes nicht erklärbar.

Aber die Lage dieser merkwürdigen Erscheinung gibt uns die Erklärung an die Hand. Sie treten gerade da am stärksten auf, wo die beiden Donautäler aufeinanderstoßen, wo die Stoßkraft der Donauwasser also aus verschiedener Richtung wirkte. Dies war aber nicht gleichzeitig der Fall, sondern geschah nacheinander. Wir müssen also annehmen, daß die heutige Talgestaltung hier erst eine jugendliche ist. Das Tal war ursprünglich in gewöhnliche Zwangsmäanderschlingen gelegt, als aber die tertiäre Donau im mittleren Diluvium ihr neues Bett wählte, stieß, wie die Karte zeigt¹⁾, ihr Wasser aus veränderter Richtung gerade auf den Talsporn des ursprünglichen Mäanders und mußte diesen beseitigen, um ihren eigenen Schwingungsbogen ausführen zu können. Die hierbei entstehenden Reibungen an den Talwänden wie durch die nun seitlich einmündende kleinere Altmühl mußten die Kraftlinien bald wieder einheitlich zusammenfassen, so daß diese Art der Talbildung stromabwärts sich rasch verlor.

Erst unmittelbar vor Regensburg tritt die heutige Donau in ihrem tertiär angelegten Bett aus der Juratafel aus.

Aber auch hier verlieren wir noch nicht die letzte Spur ihrer tertiären Fortsetzung. Zwar liegt es außerhalb des Rahmens dieser Arbeit, das alte Flußtal noch weiter stromab zu verfolgen; aber es schließt die Kette unserer Beobachtungen und Folgerungen, hier noch auf ein altes Geröllvorkommen bei Passau kurz hinzuweisen, dessen Entstehung ebenfalls in völliger Übereinstimmung mit dem bisher Gesagten, auf die alte, pliocäne Donau hindeutet, und wegen dieser Übereinstimmung hinwiederum auch für das bereits Ausgeführte eine Stütze ist.

¹⁾ Vergl. Bl. Kelheim (596) der Karte des Deutschen Reiches 1:100000.

Schon DIETRICH hatte den Gedanken ausgesprochen, daß die Gerölle oberhalb Passau Aequivalente der altpliocänen Höhenschotter der Donau oberhalb Ulm seien, diesen Gedanken aber leider nicht weiter verfolgt. Wie dankbar und richtig er aber war, scheint mir aus den Mitteilungen PENCKs¹⁾ hervorzugehen, der das Vorkommen gänzlich unabhängig von diesem Gedankengang schildert, worauf ich auch an anderer Stelle bereits eingegangen bin²⁾.

Er betrachtet den Hausruckschotter nach den Funden von Mastodon angustidens als mittelmiocän³⁾, trennt aber davon das Quarzgeröll, welches u. a. im Neuburger Walde oberhalb Passau die Höhen überdeckt und bis auf über 500 m Höhe aufsteigt. Dieses hält er, seiner tieferen Lage entsprechend, für jünger und stellt es ins Obermiocän.

Noch 100—120 m tiefer, also in ca. 400 m Meereshöhe folgt nun abermals ein Quarzgeröllhorizont, der sich vielleicht Donauabwärts in den Geröllen bei Pechlarn usw. in ca. 300 m Höhe fortsetzt. Seiner tiefen Lage entsprechend hält PENCK diesen Schotter für pliocän, zumal derselbe noch wesentlich höher liegt als die ältesten diluvialen Schotter der Umgebung.

GÜMBEL hatte die ganze Folge dieser Schotter als jünger aufgefaßt und entsprechend die hier als pliocän angesehenen Flußgerölle als diluvial kartiert. Doch spricht hiergegen neben anderen schon von PENCK angegebenen Punkten auch das regelmäßige Gefälle dieses petrographisch so gleichartigen fluviatilen Geröllhorizontes auf der ganzen Linie Sigmaringen—Ulm—Wellheim—Passau—Pechlarn, welches den Gedanken sehr nahelegt, daß sie alle einem einheitlichen Strom ihr Dasein verdanken und daher auch gleichen Alters sind. Dann aber können sie nur pliocän sein.

c) Zusammenfassung.

Fassen wir nun die an den einzelnen Lokalitäten gewonnenen Resultate kurz zusammen, so kommen wir zu folgendem einheitlichen Bild eines ältesten Donaulaufes und seiner landschaftlichen Umgebung zwischen Schwarzwald und Böhmerwald:

Die Donau in ihrem heutigen Charakter als großer Sammelfluß kann erst nach dem Rückzug des mittel-

¹⁾ PENCK-BRÜCKNER: a. a. O. S. 83.

²⁾ H. RECK: Ein Beitrag zur Kenntnis des ältesten Donaulaufes in Süddeutschland Centr. f. Min. usw. 1912.

³⁾ Vgl. diese Arbeit S. 120.

miocänen Molassemeeres entstanden sein; denn dieses bedeckte vielerorts die Gegend ihres heutigen Laufes. Die Anlage des obersten Donaulaufes war aber durch den kurz vorher erfolgten Beginn einer Heraushebung des Schwarzwaldes über das Niveau **der prämittelmiocänen Peneplain** bereits zur Zeit des Molassemeeres erfolgt.

Mit dem Rückzug des Molassemeeres nach Osten und Süden aber muß auch die Donau als Sammelader der Oberflächengewässer immer mächtiger sich entwickelt haben.

Die Bewegungen des Landes waren bis zum mittleren Miocän stets nur geringe und von da ab wenigstens sowohl positiver wie negativer Natur gewesen. Sie hatten, wie die wiederholten Meerestransgressionen und ihre allmähliche Aussüßung zur älteren bis mittleren Tertiärzeit, sowie die Mächtigkeit der dabei gebildeten Sedimente nahelegen, sehr langsam und zugleich durch sehr lange Zeiträume stattgehabt. Die stärksten und wohl auch plötzlichsten Niveaudifferenzen schuf erst das jüngste **Obermiocän** mit der Absenkung des südlichen Albvorlandes und der heutigen Schrägstellung der Albtal.

Das **peneplainisierte Mittelmiocän** also, das einen **vorangegangenen älteren Erosionscyclus** zur notwendigen **Voraussetzung** hat, diente einem neuen Erosionscyclus als Unterlage. Dieser aber reifte **bis zur Pliocänzeit** weitgehend aus, wie uns der Charakter der alten Täler zeigt.

Daß diese Anlage vor ihrer Störung durch den folgenden Cyclus mindestens **altpliocän** war, ergab sich:

a) aus der Feststellung, daß die alten Flußgerölle bei Ulm über obermiocänem Sylvanakalk lagen, ferner daraus, daß

b) diese Gerölle überall höher liegen, als der älteste Deckenschotter, also älter sind als dieser, endlich daraus, daß

c) analoge Gerölle bei Passau tiefer liegen als obermiocäne Gerölle, also jünger sind.

Diesen alten Flußlauf aber zerstückelte der altpliocäne bis höchstens jungstobermiocäne Donauabbruch.

Folglich muß dieser älteste feststellbare Donaulauf obermiocän gewesen sein.

Daß dieser Fluß zuletzt tatsächlich auf einer **Peneplain** floß, ergab sich:

a) aus dem morphologischen Verhalten des alten Tales, das heute noch fast auf seine ganze Erstreckung regelmäßig an Größe zunehmende Zwangsmäander zeigt.

b) aus der Tatsache, daß **PENCK** auch für das südlich an die Donau grenzende Landgebiet der oberbayerischen Hoch-

ebene das Vorhandensein einer subaerisch gebildeten Denudationsfläche, also einer Peneplain, unter den ältesten Diluvialgebilden feststellte.¹⁾

c) daraus, daß auch die Albnebenflüsse dieser alten Donau den Charakter der Peneplain, über die sie damals flossen, deutlich bis heute im Talcharakter festgehalten haben, wie im folgenden noch zu erweisen sein wird.

Die völlige Ausreifung des zweiten bekannten Denudationscyclus zur Peneplain in obermiocäner Zeit kann daher nicht in Zweifel gezogen werden.

Daß ein geographischer Cyclus aber so weitgehend die Stadien seiner Entwicklung durchlaufen konnte, ohne ganz wesentlich durch den Horizontalabtrag von Schichtkomplexen den Charakter der Landschaft zu verändern, kann nur dem glücklichen Zusammentreffen einer Reihe der Erhaltung der Schichten besonders günstiger Umstände zugeschrieben werden.

Unter diesen sei hier nur auf die in horizontaler Richtung gegen die Erosion so resistente Beschaffenheit der Albkalke, welche nur in vertikalen Schnitten zerstört werden, einerseits, auf die starke Auffüllung der Senke des Alpenvorlands durch fluviatile Alpensedimente und mächtige Süßwasserseebildungen während der ganzen Obermiocänzeit andererseits hingewiesen, welche die morphologische Wirkung eines etwa schon vorhandenen Abbruchrandes durch Verschüttung eliminieren halfen. **Der Albabbruch kam zu Ende des obermiocänen Cyclus an der Oberfläche nicht zum Ausdruck**, wie ich dies anderwärts bereits ausgeführt habe.

Die Tieferlegung der Erosionsbasis im südlichen Vorlande erfolgte nun wohl hauptsächlich durch starke Bewegungen an den Rändern des Verwerfungsrandes sowie auch durch die rasche Ausräumung des Molasselandes durch die Tätigkeit der durch die Alpenhebung und später auch durch den infolge der klimatischen Änderungen eingetretenen größeren Wassergehalt neu belebten Alpenflüsse.

Erst der neue, pliocäne Cyclus bringt den Albabbruch zu morphologischer Wirksamkeit.

So legte die pliocäne Erosion die Täler an, welche die Glazialzeit vorfand und weiter vertiefte.

Denn zweifellos war die Glazialzeit im Gegensatz zu den vorher herrschenden Verhältnissen eine Zeit zwar wechselnd

¹⁾ PENCK-BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. S. 75.

starker aber doch überwiegender Erosion. „Gegenüber einer fluvioglazialen Akkumulation von insgesamt ca. 80 m fand eine Erosion von ca. 170 m statt, so daß das heutige Tal ca. 90 m tiefer liegt, als die ursprüngliche Oberfläche der Gegend.“¹⁾

Im Zusammenhang mit diesen Verhältnissen aber ist die offenbare Tendenz der jungen Donau, aus ihrem alten hochgelegenen Bett auf der Albtäfel zum tieferen Vorland im Süden hinabzugleiten und sich dort eine neue Rinne anzulegen, leicht verständlich.

Mit der starken Erosionskraft des Postpliocäns konnte die Erosion der Albtäler bei der der Zerstörung so wenig günstigen Beschaffenheit des Gesteins, natürlicherweise nicht Schritt halten.

Auf diesen Ursachen und Bedingungen beruht im wesentlichen das heutige größtenteils noch unreife Stadium dieses jugendlichen Cyclus, das nur langsam zu größerer Reife fortschreitet, weil auch die im Postglazial zunehmende Trockenheit des Klimas der Weiterarbeit der Flüsse hindernd im Wege steht. Dies ist allerdings nicht so handgreiflich und deutlich bei der großen Sammelader der Donau selbst zu beobachten, als vielmehr an ihren nördlichen Nebenflüssen, deren Täler uns, dank der so schwer angreifbaren Beschaffenheit des Gesteins, in das sie eingegraben sind, gerade am besten die Züge ihrer Geschichte bis ins Tertiär zurückverfolgen lassen, wie dies sogleich zu zeigen sein wird.

III.

Die schwäbische Alb und ihr nördliches Vorland.

a) Der Südwesten der schwäbischen Alb.

Prim-Faulenbachtal. — Seine Morphogenese. — Die Berechtigung der HAAGSchen Annahme einer hier nordwärts fließenden diluvialen Donau. — Talweite und Flußgröße. — Beera. — Morphogenese.

Kehren wir nochmals zurück zu den westlichen Teilen unseres Gebietes, zum obersten Donaulauf. Es wurde bereits gezeigt, daß die Donau gegenüber der früheren Ausdehnung ihres Einzugsgebietes im Süden an Terrain verloren hat, und von dort her heute überhaupt in ihrer Existenz stark bedroht wird. Die Wutachabzapfung hat dies gezeigt. Noch viel weitgehender aber erweist sich ihr Verlust im Norden.

Unmittelbar nach ihrem Eintritt in den Jura bei Geisingen zeigt die Donau eine deutliche subsequente, dem Albrand pa-

¹⁾ PENCK-BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. S. 33.

rallele Richtung, bevor sie sich bei Mühlheim zum Albdurchbruch entschließt.

Auf dieser Strecke Geisingen-Mühlheim aber faßt die Donau linksseitig eine ganze Anzahl eigenartig entwickelter Täler zusammen, die sämtlich keine Fortsetzung am rechten Donauufer haben, also jünger sind als diese. Die Höhen des rechten Donauufers aber krönen die Reste der oberen Meeresmolasse.

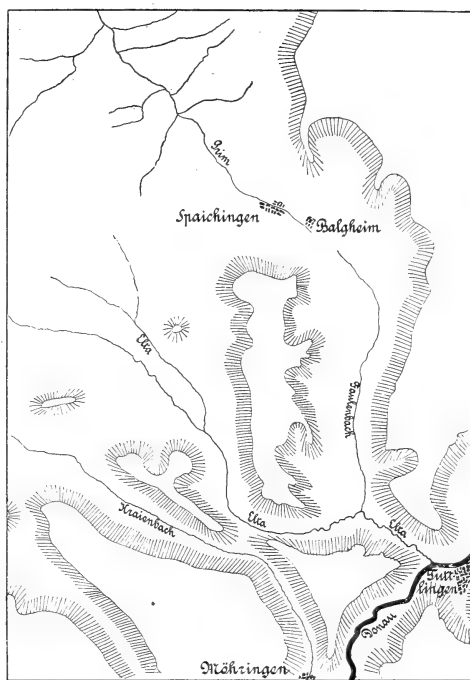


Fig. 12.

Das Prim-Faulenbachtal mit der flachgelegenen Talwasserscheide bei Balgheim.

(Nach der Karte 1:50000 des geognost. Atlas von Württemberg gez. und verkleinert.)

Die Täler sind sämtlich unverhältnismäßig breit im Vergleich zu den kümmerlichen Wasseradern, die sie beherbergen. Man gewinnt sofort den Eindruck, daß diese Bäche die Täler nicht geschaffen haben können. Die Talwände sind steil und gehen mit scharfem Knick oben in die Hochfläche des Jura-plateaus über. Aber es sind sämtlich offene Täler, denen das Hintergehänge fehlt. Die kleinen Bäche haben ihre Quellen

sämtlich außerhalb der Täler im geologisch tieferen Vorland. Es sind echte Durchbruchstäler.

Bei weitem das größte und auffälligste derselben ist das Prim-Faulenbachtal, das ich hier als Typ für die anderen etwas eingehender behandeln muß.

Das Tal durchbricht in einer Länge von ca. 12 km die Albtafel, und hat dabei größtenteils eine Breite, welche selbst die des Donautales übertrifft. Wenn hier einst ein alter Fluß zur Donau floß, so war dieser einst die Hauptquelle derselben.

Daß er dies tatsächlich tat, ist nicht schwer zu erweisen. Es sei vorausgeschickt, daß bei der fast ungestörten Lagerung der Schichten tektonische Störungen außer acht gelassen werden können, da sie jedenfalls zu gering waren, um das morphologische Bild der Oberfläche nennenswert zu beeinflussen. Die Flüsse haben keinen Zug, der an die Tektonik gebunden schiene, an sich. Umso reiner tritt hier das Bild normaler Morphogenese durch äußere Faktoren hervor.

Heute streiten sich zwei kleine Bäche um den Besitz des Tales. Im Süden der Faulenbach, im Norden die Prim. Dies können keine primären Verhältnisse sein. Der weite offene Talzug, muß von einem großen Fluß geschaffen worden sein, der in einer Richtung seine Wassermassen einheitlich dahinführte. War dieser nun ein Nebenfluß des Rheins oder der Donau? An die Entscheidung dieser Frage knüpft sich sogleich die Antwort für eine weitere: Ist die Donau hier Räuber oder Beraubte?

Nächstliegend ist wohl nach den vorausgegangenen Ausführungen die Annahme, daß wir hier ein altes Tal haben, das einst einen breiten Fluß, welcher der Schwarzwaldböschung folgend von Nordwesten kam, in spitzem Winkel, wie dies bei normaler Entwässerung gewöhnlich der Fall ist, der Hauptsammelader zuführte. Es ist heute ein Durchbruchstal, wie alle anderen benachbarten; eine Quelle, die heute ins Tal hineingerückt ist, muß aber einst über das offene Talende im NW hinausgegriffen haben. Die Talwände sind steil und gerade im Gegensatz zu den gewundenen Schlingen der Donautalwände unterhalb Mühlheim. Wenn übrigens auch die Donaustrecke Geisingen-Mühlheim heute ziemlich gestreckt erscheint, so verrät das Tal doch, daß es auch hier früher Mäanderwindungen gefolgt war, wie heute noch oberhalb Möhringen, so früher auch bei Tuttlingen und Neudingen. Das bekunden die schlingenartig abgelagerten, heute trockengelegten Geröllvorkommnisse.

In den gerade gestreckten Wänden der vom nahen Schwarzwald herabführenden Täler aber liegt ein markanter Unterschied

zum Verhalten der schwarzwaldfernerer Täler, die stark mäandrierenden Flüssen; wie noch zu zeigen sein wird, als Bett dienten. Flüsse annähernd gleicher Größenordnung in einem und demselben Cyclus aber sollten bei gleicher Entfernung von der Erosionsbasis und völlig gleicher geologischer Unterlage auch morphologisch gleichen Habitus aufweisen. Der Unterschied ist aber offenbar lokalisiert und durch die Schwarzwaldnähe bedingt, also müssen wir in ihm auch die Ursache seines Entstehens suchen. Dies kann aber dann nur eine lang andauernde oder öfters erneute langsame Heraushebung des Schwarzwaldmassives sein, welches die Flüsse bis zum heutigen Cyclus jugendlich erhielt.

Die Anlage des Prim-Faulenbachtals geht auf dieselbe Zeit zurück, wie die der Donauquellen; denn es folgt derselben alten Konsequenzrichtung vom Schwarzwald herab, wie diese. Es erscheint aber durch die Subsequenzzone des vordringenden Neckar heute geköpft, seines Oberlaufes beraubt, den wir im Schwarzwald suchen müssen.

Es ist zu betonen, daß dieses breite Tal völlig dem gleichen Bauplan folgt und die gleiche Entwicklung zeigt, wie die benachbarten kleinen Flüsse und Täler z. B. die Elta, der Kraienbach, der Mühlwiesenbach im Süden, der Beerabach u. a. noch zu besprechende im Norden.

Dies spricht an sich sehr gegen die zweite der oben genannten Möglichkeiten, daß nämlich dies Tal seine Breite und heutige Ausgestaltung einem nach Norden zum Rhein hin gerichteten, alten Donaustrom verdankt. Dann würde das Prim-Faulenbachtal eine Ausnahmestellung einnehmen, wie HAAG¹⁾, der die Donau hier durch glazialen Aufstau zum Neckar hin abgelenkt sein läßt, dies auch tatsächlich will, und worin ihn ein äußerer Umstand, die einzig dastehende Breite des Tales, vielleicht bestärkte; oder aber alle die genannten Paralleltäler mußten einst umgekehrt wie heute von ihren Bächen durchlaufen worden sein. Das aber hat noch niemand behauptet.

HAAG gilt als Beweis seiner Annahme die Tatsache, daß er Schwarzwaldgerölle zwischen Weißjuragerollen in ca. 690 m Höhe auf dem Hohenberg gefunden hat. Besonders beweisend aber scheint ihm der Fund eines Keupersandsteines zwischen 677 und 689 m, wobei auch noch angenommen werden darf, daß die ursprüngliche Ablagerungsstelle möglicherweise etwas höher gelegen war, da durch Verrutschung und dergleichen die Gerölle in tieferes Niveau gelangt sein können. Die heutige

¹⁾ HAAG: Zur Talgeschichte der oberen Donau. Zentr.-Bl. f. Min. uws. 1903. Nr. 19.

Wasserscheide zwischen Prim und Faulenbachtal liegt etwas höher; allerdings höchstens 10 m, denn die heutige Wasserscheide bei Balgheim liegt auf 689 m Höhe.

Diese Angaben scheinen mir nun durchaus kein zwingender Beweis. Wenn wir bedenken, daß mit dem Vordringen der Zerstörung der älteren tertiären Konsequenzentwässerung die Ausräumung der Neckarniederung entsprechende Fortschritte nicht nur in der Ausdehnung nach Süden, sondern auch in ihrer Verbreiterung machen mußte, so ist ein seitliches rasches Zurückweichen des Albrandes und damit auch der Keuper-Jurastufe selbstverständlich. Mit diesem Zurückweichen der gegen den Schwarzwald hin allerdings nur ganz gering ansteigenden Schichten mußte aber notwendig eine Erniedrigung der Schichtköpfe Hand in Hand gehen, und es wäre erstaunlich, wenn diese bei der überall so starken Vertiefung und Ausräumung, welche seit Beginn des pliocänen Cyclus die ganze Umgebung betraf, hier nicht einmal 10—12 m erreicht hätte.

Es kann vielmehr wohl als sicher gelten, daß im Westen des Primtales zur älteren Glazialzeit, in welche HAAG die Ablenkung der Donau verlegt, die Keupersandsteine noch mindestens 10 m höher ausstrichen als heute, und somit damals noch in höherer Lage vorkamen, als sie die heutige Wasserscheide hat. Dann aber können auch W-O strömende Flüsse die Gerölle gebracht haben, die HAAG auf weitem Umweg durch das oberste Donautalschließlich von O nach W transportiert sein läßt.

Weiter bestärkt HAAG der Fund von Schwarzwaldgeröllen insbesondere von Buntsandstein in 660 m Höhe zwischen Frittlingen und Neufra in seiner Ansicht. Aber in diesen Geröllablagerungen ist vor allem der Mangel an Weißjurageröllen auffallend. Ihre Abwesenheit läßt sich leicht bei einer südöstlich gerichteten Strömung erklären, da hier die Wasser erst eine kurze Strecke vorher den Weißjura betreten hatten; sie wird aber unverständlich, sobald man eine Strömung aus Süden annimmt, die notwendig ihre Wasser erst ein weites Stück Wegs durch den Jura geführt haben muß. Auch durch Zerstörung infolge hohen Alters läßt sich dieser Mangel nicht erklären, da andere gleichalterige wenn nicht ältere Ablagerungen (z. B. Hohenberg) massenhaft Jurakalke enthalten.

Zu alledem aber kommt noch, daß HAAGS Höhenangaben wenigstens vom Hohenberg in ihrer Exaktheit von GUGENHAHN¹⁾

¹⁾ GUGENHAHN: Zur Talgeschichte der oberen Donau. Jahr. H.-d. Ver. f. vaterländ. Naturk. i. Württ. 1903. S. 240 ff.

bezweifelt wurden. Hierüber könnte nur eine erneute Untersuchung entscheiden, aber selbst unter der Annahme ihrer Richtigkeit enthalten die von HAAG angeführten Tatsachen kein Material, welches für einen diluvialen wenn auch nur vorübergehenden S-N Lauf der Donau durch dieses Tal beweisend wäre.

Aber ein Punkt muß bei der HAAGschen Auffassung noch besonders betont werden. Er nimmt offenbar eine ältere Entstehung des Tales durch einen ursprünglich NW-SO gerichteten Fluß an. Wenigstens betont er ausdrücklich seine Übereinstimmung mit PENCK in dieser Frage; dieser aber sieht im heutigen Eschachtal im Schwarzwald das Relikt des Oberlaufes des einst so mächtigen Stromes, dessen kümmerliches Überbleibsel der heutige Faulenbach ist, während erst im Anschluß an die jüngere Abzapfung des Neckars der Primbach als invers-obsequenter Renegat das Gefälle des alten Talbodens umkehrte.

In dieser Auffassung liegt als notwendige Prämisse bereits das Wandern der Talwasserscheide nach Süden im Anschluß an die Abzapfung. Auch diese erkennt HAAG an, denn er bemerkt ausdrücklich, daß die Wasserscheide zur Zeit des Aufstaus der Gewässer wohl über die bedeutend nördlicher gelegene Frittlinger Höhe gezogen sei.

Damit aber bliebe nur die Annahme übrig, daß der Fluß ursprünglich nach Süden geflossen, dann infolge Aufstaus nach Norden, dann durch junge Erosion der Donau wieder nach Süden abgelenkt worden sei. Abgesehen von der Unwahrscheinlichkeit dieses labilen Hin- und Herpendelns eines großen Stromes und seiner Rückgabe an ein alterndes Flußsystem, nachdem er einmal einem jugendkräftigen zum Opfer gefallen war, müßte man doch Spuren dieser Wechsel zu finden erwarten dürfen, wie schon GUGENHAHN mit Recht betont¹⁾.

Gewiß mag ein geringer Aufstau der Donau ins Faulenbachtal gelegentlich stattgefunden haben, dafür spricht die Altmoräne, die noch HILDENBRAND bis über Wurmlingen hinaus ins Tal eindringend kartiert hat. Aber ein Aufstau bis zur alten Wasserscheide müßte notwendig auch große Teile des Donauoberlaufes aufgestaut haben, bevor die Wasser nach Norden überfließen konnten. Jedoch weder die dem entsprechenden Strandlinien, noch Terrassen, noch die zu erwartenden Seesedimente oder Gletscherablagerungen konnten bis heute nachgewiesen werden. Die zeitweilige Schotterauffüllung des Neckartales aber darf man wohl nicht ohne weiteres als beweisend mit diesen Ver-

¹⁾ GUGENHAHN a. a. O.

hältnissen in Zusammenhang bringen, wie HAAG dies gern möchte. Eine solche Auffüllung der Täler zur Glazialzeit ist eine viel zu allgemeine, besonders auch in der Umgebung überall beobachtete Tatsache, um hier besondere Schlüsse lediglich aus der Tatsache ihres Vorhandenseins heraus rechtfertigen zu können.

Die Betrachtung der geologischen Verhältnisse des Prim-Faulenbachtales selbst rechtfertigt also nicht die Annahme, daß es einst von der Donau in nördlicher Richtung durchflossen wurde. Die zugunsten dieser Annahme vorgebrachten Tatsachen lassen eine natürlichere Deutung auf anderem Wege zu, das Fehlen anderweitigen positiven Materials spricht entschieden gegen die Richtigkeit dieser Hypothese.

Aber noch ein Drittes widerlegt sie. Das ist die morphologische Entwicklung der Umgebung. Eine Ausnahmestellung eines Tales in der einheitlichen Entwicklung einer Landschaft, wie sie HAAG für dieses Tal fordert, muß einmal ganz besondere Gründe haben, und diese Gründe müssen auch morphologisch in der Natur zum Ausdruck kommen. Dies ist aber nicht der Fall.

PENCK¹⁾ hatte aber an dieser Stelle längst die einheitliche Entwicklung der gesamten Flüsse dieses kleinen Gebietes betont, an dem Wutachbeispiel erläutert und in einer Kartenskizze zum Ausdruck gebracht.

Die Donauquellen sind das letzte Relikt der alten, tertiären konsequenten Entwässerung vom Schwarzwald zur Donaubasis. Diese alten Konsequenzflüsse kennzeichnen sich heute sämtlich als Durchbruchstäler, sie sind einander morphologisch völlig gleichwertig und stehen fast parallel zueinander. Das Faulenbach-Primtal fügt sich völlig in diesen Rahmen, es ist nur das größte dieser Täler. Es muß folglich auch gleiche Entwicklung für dasselbe gefordert werden wie für die anderen.

Wie schon früher auf ebensowenig stichhaltiger Grundlage im Altmühltal der Versuch gemacht wurde, die alte Donau nach Norden abfließen und dem Rhein tributär werden zu lassen, so auch hier. Diesen an so verschiedenen Orten einsetzenden Versuchen steht also um so schärfer die einheitliche Tatsache gegenüber, daß das alte Donausystem niemals dem Rheine

¹⁾ PENCK: Talgeschichte usw. a. a. O.

tributär war, sondern sich nach einheitlichem Prinzip selbständig entwickelt hatte.

Danach aber müssen wir auch erwarten, daß die Züge der alten Konsequenzentwässerung auf der Alb um so verwischter werden, je weiter wir uns mit der Abbiegung des Jurazuges von dem heute letzten Relikt entfernen. Je breiter die Alb und Schwarzwald trennende Niederung wird, desto mehr werden sich neue morphogenetische Züge einfinden, und da sie auch desto älter sind, umsomehr die ursprünglichen Leitlinien zerstört haben.

Dies trifft in der Natur völlig zu. Die südlichsten der genannten, der Donau am nächsten liegenden Flüsse sind noch etwa zu $\frac{4}{5}$ ihrer Länge außerhalb des Weißjura gelegen, den sie im Unterlauf durchbrechen. Nach Norden zu fortschreitend aber finden wir die Wasserscheide rasch an die Albmauer herangerückt. So mußte der Faulenbach und auch die nordwärts folgende Beera das Vorland der Malmstufe bereits ganz den jungen Räubern überlassen; heute spielt sich hier der Kampf um die Wasserscheide bereits unmittelbar am Fuße des Jura-Steilabfalls ab. Weiterhin folgt diese noch eine Strecke dem Steilabfall, zuletzt aber rückt sie im Brenztal schon weit in die Juraplatte selbst hinein.

Die Beera ist heute bereits der nördlichste und letzte der Flüsse, welche ihre Quelle noch jenseits des Albplateaurandes haben. Es ist aber auch der erste, welcher bereits weit genug dem Hebungsgebiet des Schwarzwaldes entrückt ist, um sein obermiocänes Tal bis zur Mäanderbildung ausgereift haben zu können.

Die Beera stellt den Typ der nun nach Nordosten zu sich anschließenden Flüsse und ihrer Täler dar. In viel zu breitem tiefem Tal, das deutlich die Windungen alter Mäander konserviert hat, schlängelt sich träge ein kleiner Fluß nach SO. Offenbar ist dieser dem Tal nicht angepaßt, und kann dasselbe daher auch nicht zu seinem heutigen Aussehen gestaltet haben.

Überall auf der Alb treffen wir dieses Mißverhältnis zwischen der Größe des Flusses und der des Tales. Zwei Gründe sind es vor allem, welche dies verständlich erscheinen lassen. Die Albtäler haben, so weit wir sie schon kennen gelernt haben, und wie sich auch weiterhin noch zeigen wird, sämtliche ihren primären Ursprung jenseits der Alb, in ihrem nördlichen Vorlande gehabt. Durch den Verlust des einstigen Oberlaufes ihrer Flüsse infolge Abzapfung verloren diese also an Wassermasse und flossen daher dann als relativ kleine Flüsse in einem größer angelegten Flußbett. Eine Schwankung des Wasser-

standes aber brachte ferner die Glazialzeit. Nach ihrem Anbrechen, wurde das Klima wiederholt feuchter; wiederholt stieg und fiel entsprechend auch die Wassermenge und Erosionskraft der Flüsse, (Terrassen!) bis sie sich im Postglazial infolge des trockener werdenden Klimas endgültig reduzierte und abermals pendeln heute die Flüsse wie in zu weitem Gewande durch die breiten Täler.

Diese beiden Faktoren sind zeitlich getrennt. Ohne Rücksicht auf den Cyclus aber hatte wohl auch stets noch das Karstphänomen einen gewissen, wenn auch schwer kontrollierbaren Einfluß auf die Wasserführung der Flüsse durch unterirdischen Entzug von Wasser. Auf die Bedeutung dieses Faktors für die obere Donau hat z. B. PENCK bereits hingewiesen, indem er zeigte, daß der obere Donaulauf noch viel weniger durch die Wutach als vielmehr durch unterirdischen Wasserentzug zum Bodensee in seiner Existenz bedroht wird. Schon jetzt soll nach ENDRISS's u. a. Angaben der Fluß bei Möhringen in trockenen Jahren völlig versitzen, eine Gefahr, welche mit der stetigen Vergrößerung der Abzugslöcher stetig wächst, und welcher man nur durch Verstopfen dieser begegnen könnte. Tatsächlich brachte nun auch der heiße, trockene Sommer 1911 bereits eine wochenlange völlige Trockenlegung des Flußbettes zustande. Das Karstphänomen aber ist heute noch zu wenig bekannt, um genaue Anhaltspunkte über seine Bedeutung für die Alb geben zu können; sicher ist nur, daß es die Wassermassen vor allem im Sinne des Schichtgefälles arbeiten und dem nächsten Austrittspunkte als der Stelle größter Druckentlastung zustreben läßt, daß es also im allgemeinen besonderen Gesetzen folgt, welche nicht mit denen des stadienweise heranreifenden Erosionscyclus der Oberfläche sich decken.

Ich fasse zusammen: Das Tal der Beera ist gleichmäßig breit von Anfang bis zur Mündung. Ohne Hintergehänge läuft es in unverschälertem Durchmesser am nördlichen Eskarpelement aus, über das die Quellen noch hinaustreten auf das Vorland. Talabwärts aber begegnen wir hier zum erstenmal der Erscheinung, daß die Talwandungen in den harten Kalken der Alb in unverkennbare Schlingen und Windungen ausgezogen sind, wie sie nur durch festgelegte Mäander geschaffen werden konnten. Heute aber ist der Fluß diesen Krümmungen nirgends mehr angepaßt und wirft seine eigenen, kleinen, feinen Mäanderschlingen auf den breiten Talboden.

Diese Verhältnisse tragen die Geschichte des Flusses in sich. Vor dem heutigen kleinen Bach floß ein mächtiger Fluß zur Glazial- und Pliocänzeit durch das Tal, der es in seiner jetzigen

Breite geschaffen. Er aber hatte auch die Zwangsmäander festgelegt. Vor ihm muß also bereits ein noch älterer großer, weitgehend ausgereifter Fluß in freien Mäandern der Richtung des heutigen Tales über die Albhochfläche herabgefolgt sein.

Aber dieses Tal endet heute im N abrupt am Albrand. Hier kann sein Anfang ursprünglich nicht gelegen haben. Der offene Talmund deutet auf den Schwarzwald, und dort werden wir auch noch Relikte einer Entwässerung finden, welche ihrerseits auf die Alb weist. (S. 155 ff.) Aber den ursprünglichen Zusammenhang hat heute die tief eingreifende junge Neckarniederung bereits gänzlich zerstört.

Die morphologische Analogie der Entwicklung dieses Nebenflusses mit der seines Hauptflusses läßt auch gleiche Geschichte für beide mit Notwendigkeit voraussetzen, zumal da, wie wir sehen werden, auch die anderen Albflüsse demselben Schema folgen. Die völlige Übereinstimmung der Stadien- und Cyclencharakteristika läßt also auch gleiches Alter voraussetzen. Hier wie dort ist demnach zu erkennen:

1. Der pliocäne bis rezente Cyclus, der mit der Wiederbelebung der Erosion zu Beginn der Pliocänzeit begann.

2. Der obermiocäne Cyclus, der mit der Bildung der präpliocänen weitgehend ausgereiften Peneplain beendet wurde, und in seinen Anfängen bis ins Mittelmiocän zurückgreift.

3. Ihm war eine mittelmiocäne Peneplain mit prämittelmiocänem Erosionscyklus vorausgegangen.

b) Die Albtäler zwischen Beera und Brenz.

Schmiecha. — Lauchert. — Vehla. — Albbuchten. — Große Lauter. — Lone. — Brenz.

Sie bilden entwicklungsgeschichtlich völlige Analoga zu dem Beeratal und können daher in Kürze behandelt werden. Gemeinsam ist ihnen heute die Eigenschaft, ihre Quellen ausnahmslos auf der Alb selbst zu haben. Je weiter wir nach Osten fortschreiten, desto mehr rückt die Wasserscheide südlich.

Der Talcharakter aber nimmt keinerlei Rücksicht auf die Wasserscheide. Die Talböden bleiben stets gleich breit, die Talwände gleich weit von einander entfernt bis zu ihrem plötzlichen Abbrechen am Albrande. Immer wieder werden wir darauf verwiesen, die Quellen der ursprünglichen Flüsse dieser Täler weit außen im nördlichen Vorlande, hoch über dem Niveau

der heutigen Landschaft zu suchen, auch da noch, wo der Alb-
rand längst vom Schwarzwald abgebogen ist.

Diese Verhältnisse zeigt als erste die Schmiecha. Be-
sonders klar treten bei ihr auf dem Kartenbilde¹⁾ die alten
Zwangsmäander zutage. Die Analogie mit der oberen Donau
wird noch verstärkt durch das Auftreten von Juranagelfluhe
rechts und links des alten Tales, welche sich streng an die

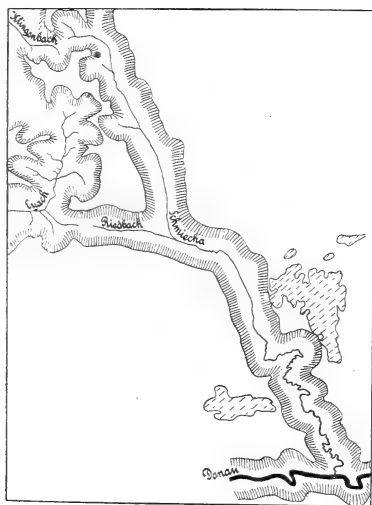


Fig. 13.

Das Schmiechatal mit wohl entwickelten Zwangsmäandern im Unterlauf.
(Die gestrichelten Flächen bezeichnen die Lage der Reste der mittel-
miocänen Meeresmolaase.) (Nach der Karte 1:50 000 des geognostischen
Atlas von Württemberg gezeichnet und verkleinert.)

Höhen hält und nirgends in heutige Talsenken herabsteigt, da-
mit eben ihr höheres Alter im Vergleich zu diesen dokumentierend.

Ganz analoge Verhältnisse treffen wir nach Osten fort-
schreitend bei Lauchert und Vehl²⁾, deren Quelle heute
inmitten einer offenen Talflucht an flacher Talwasserscheide
unweit des Albrandes liegt, durch den von Norden her in breiter
offener Bucht der Steilwand ein Quellast der Starzel vorzu-
ringen sucht.

Offenbar hat der schwache, obsequente Starzelbach die
große Bucht, in der er in die Alb eintritt ebensowenig ge-

¹⁾ Blatt Ebingen. Geognost. Atlas von Württemb. 1:50 000.

²⁾ Blatt Ebingen und Blatt Tübingen. Geognost. Atlas 1:50 000
sowie Blatt Reutlingen 619, der Karte des Deutschen Reiches. 1:100 000.

schaffen, wie das breite Tal in dem er fließt. Dieses scheint viel eher den Größendimensionen der Albbucht zu entsprechen. Wir finden auch heute noch überall solche Buchten, wo ein großer Fluß in die Alb eintritt. Dies Verhalten legt es nahe, zu vermuten, daß die stets spitzwinklig einschneidenden Buchten der Alb größtenteils durch Flüsse geschaffen wurden, welche einst die Alb durchströmten. Tatsächlich finden wir mehrfach auch gerade da Buchten, wo heute trockene oder doch nur schwach bewässerte große Täler in der Verlängerung der Winkelhalbierenden der sich spitzenwinklig schneidenden Buchtwände auf der Alb auftreten, und so noch einen früheren Zusammenhang auch da zu erkennen geben, wo er heute längst unterbrochen ist, wie ein späteres Beispiel noch zeigen soll. Es ist auch theoretisch gar nicht anders zu erwarten, als daß die Zerstörung des Albrandes in unmittelbarer Nähe großer Flüsse am intensivsten ist; dies aber bedingt zunächst die Bildung von Buchten, ohne Rücksicht auf die Richtung des Abflusses der Gewässer. Dann erst wird bei weiterem seitlichen Einschneiden die Loslösung größerer Stücke von der Albtafel und schließlich deren Auflösung in einzelne Zeugenberge erfolgen können.

Auch das Talende der sich nach O anschließenden Großen Lauter¹⁾ zeigt neben gleicher Entwicklung wie die gleichaltrigen Täler die Verknüpfung mit einer Albrandbucht.

Ein weiterer Fluß gleichen Typs ist die Lone²⁾ wenigstens in ihrem Oberlauf. Ein tiefer Einschnitt der Albwand mündet auf der Albhöhe auf ein weites Trockental mit großen Zwangsmäanderwindungen, deren Tiefenlinie auch die Bahn folgt. Im Tale selbst entspringt an flacher Schwelle der Fluß.

Unerwartet aber endet der alte konsequent südöstlich gerichtete Talzug mit dem scharfen Umbiegen der Lone nach Osten. Diese neue Richtung aber geht der heutigen Donau und dem Bruchrande parallel. Ganz entsprechend fängt auch die Lone jüngere Bäche und Trockentäler, welche von NW her auf sie stoßen, ab, und führt deren Gewässer vereint in subsequenter Richtung zur Brenz.

Alle Nebentäler aber münden von Norden in die Lone; ihr südliches Ufer ist kaum skulpturiert; und so ist wohl auch der Unterlauf des alten Flusses, dessen Spuren im oberen Lonetal noch unverkennbar deutlich waren, infolge des räuberischen Einfalls der Lone wasserlos geworden und mit der Zeit geschwunden. Dies aber weist auf ein schon recht hohes Alter der subsequenter Lone hin.

¹⁾ Blatt Ehingen (620) Karte des Deutschen Reiches, 1:100 000.

²⁾ Blatt Heidenheim (607), Karte des Deutschen Reiches, 1:100 000.

Die Ursache der Herausbildung einer Subsequenzzone parallel der Donau und nahe dem südlichen Bruchrande bedarf erst noch einer Untersuchung. Die Tatsache ihres Vorhandenseins tritt aber auf dem Kartenbilde deutlich genug hervor. Möglich wäre als Grund für ihre Ausbildung ja eine Weichheitszone im Albgestein, möglich ist aber auch tektonische Störung und Zerrung durch das System des nahegelegenen Donauabbruches. Vielleicht ist schon das der heutigen Donau parallele alte Bett im Blautal eine erste Spur dieser Subsequenzzone. In markanter Weise tritt sie jedenfalls an dem auffallenden Verhalten der Nau vor Augen, wie auch an der nur etwa 2 km weiter nördlich in paralleler Richtung fließenden Flötz. An diese beiden aber schließt sich der lange subsequente Lauf der Lone an.

Auffallend an all diesen Flüssen ist ihr einheitliches Abfließen nach Osten hin. Die Hauptader, welcher sie zueilen, liegt nie im Westen ihrer Quellen. So kommt morphologisch schon in schönster Weise durch die halbseitig entwickelte Subsequenz die tektonische Schiefstellung der Alb im Ganzen zum Ausdruck.

Der Albkörper selbst weist sonst keine andere derartige Subsequenzzone mehr auf. Seine harten Schichten haben im übrigen nur eine indifferente Entwässerung konserviert. Erst jenseits des Erosionsrandes, am nördlichen und westlichen Fuße der Alb, werden wir einer noch viel markanteren Subsequenz im Flußgebiet des Neckars wieder begegnen. Dort aber sind sicher nicht Brüche, sondern starke Härte differenzen der austreichenden Gesteinsköpfe die maßgebenden Faktoren für ihre mächtige Entwicklung geworden.

Wenn also hier auch Spalten als Schwächelinien und infolgedessen als prädestinierte Bildner einer Subsequenz durchaus möglich, ja sogar vielleicht wahrscheinlich sind, so müssen sie dennoch erst nachgewiesen werden. Jedenfalls aber halte ich es für verfehlt und unzulässig, lediglich auf Grund der Richtung der Flüsse nun ein kongruentes Netz von Brüchen zu konstruieren, und damit nur aus der Hydrographie auf die spezielle Tektonik der Landschaft zu schließen, wie GUGENHAHN¹⁾ dies für die Brenz und ihre Nebenflüsse will. Zudem zeigen diese Flüsse doch recht bedeutende Abweichungen von den Richtungen, welche GUGENHAHN theoretisch von ihnen fordern muß. Das so konstruierte tektonische Bild kommt denn auch

¹⁾ GUGENHAHN: Zur Talgeschichte der Brez. Jahrb. H. d. Ver. f. vaterländ. Naturk. i. Württemb. 1903. S. 232 ff.

morphologisch — wenn wir nun von den ja als Beweismitteln gebrauchten Flüssen absehen — gar nicht zum Ausdruck, stratigraphisch ist es natürlich ebensowenig nachgewiesen.

Ich kann daher das Brenztal¹⁾ keineswegs als Bruchtal ansehen, solange dies nicht anderweitig exakt bewiesen ist. Denn das Verhalten des Flusses macht diese Annahme durchaus nicht notwendig. Seine und seines Tales morphologische Entwicklung fügt sich genau dem Rahmen der bisher beschriebenen Fälle ein. Also wird auch eine gleiche Entwicklungsgeschichte für dasselbe anzunehmen sein. GUGENHAHN selbst fielen übrigens die alten Talmäander auf, welche gerade auch dieses Tal als morphologisch gleichwertig den anderen zur Seite stellen. Zwischen Bollheim und Giengen kam es sogar zu Entwicklung und unverwischten Erhaltung eines Umlaufberges durch Abschnürung einer alten Flußschleife. Aber nicht am Albrande, sondern tief im Albkörper liegt hier inmitten des breiten Tales die Brenzquelle, während jenseits der Talwasserscheide die Wasser zu dem nordwärts strömenden Kocher sich vereinigen.

Daß früher auch hier die Wasser des gesamten Vorlandes einheitlich nach Süden zur Donau durch das breite Brenztal zogen, hat SCHEU schon erwiesen. Wir werden darauf noch zurückkommen, ebenso wie auf die jugendliche Umkehr der Gewässer zur mittleren Diluvialzeit.

Bevor wir jedoch auf der Alb weiter nach Osten schreiten, wo jetzt die Entwässerung plötzlich neue Züge erkennen läßt, müssen wir noch einmal zurückkehren und nach den Resten der Quellen und Oberläufe der alten Flüsse suchen, deren breite, große Talböden wir soeben stets nur in ihren unteren Strecken erkennen konnten, während die Neckarniederung in nach Osten hin zunehmendem Maße die alten Mittelstücke zerstörte.

c) Die Flüsse des östlichen Schwarzwaldgehänges.

Eschach. — Glatt. — Nagold. — Die morphologische Zugehörigkeit dieser Flüsse zu den Flüssen des Albkörpers.

Zuerst sei hier nochmals auf das Verhalten der alten Wutach hingewiesen, die früher in konsequentem Laufe zur Donau floß. Während aber heute ihr Unterlauf zum Rhein abgelenkt ist, hat ihr einstiger Oberlauf die alte Konsequenzrichtung noch unverändert bewahrt und dokumentiert dadurch ihre einstige Zugehörigkeit zum Donausystem.

¹⁾ Blatt Heidenheim (607).

In ähnlicher Weise wurden längst auch die südöstlich gerichteten Laufstücke von Brege und Brigach von PENCK als Teile eines alten konsequenten Entwässerungssystems, die erst in jüngerer Zeit subsequent zusammengefaßt wurden, gedeutet.

Weiter nach Norden hin tritt nun die frühere Abhängigkeit der heutigen linken Neckar Nebenflüsse von der alten Donau nicht minder deutlich hervor.

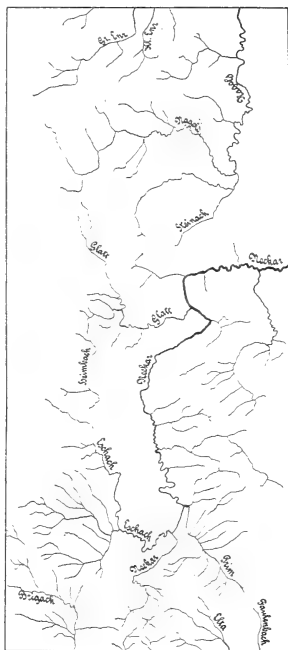


Fig. 14.

Der Neckaroberlauf mit seinen Zuflüssen.

(Die alte, konsequente, zur Donau orientierte Richtung der Flüsse des östlichen Schwarzwaldgehänges tritt deutlich hervor.) (Nach der Generalstabskarte 1:100000 gezeichnet und verkleinert.)

Da, wo das alte Prim - Faulenbachtal nach Norden hin sich öffnet fließt heute ein junger umgekehrter Renegat, die Prim, nach Norden zum Neckar. Dies wurde schon aus dem Bau des Talzuges abgeleitet, aber auch die Flüsse selbst, die zwischen Lauffen, Neufra und Rottweil zusammentreffen ¹⁾,

¹⁾ Blatt Villingen (632), Karte des Deutschen Reiches 1:100'000, und Blatt Balingen. Geognost. Atlas von Württemb. 1:50'000.

geben hierüber Aufschluß. Neckar- und Eschachtal laufen meist fast parallel, zuletzt etwas spitzwinklig, um endlich in kurzer Querstrecke zusammengefaßt zu werden in der Richtung gegen das Trockental hin. Beide laufen in tiefen Zwangsmäandern über die Muschelkalkebene; beide bieten morphologisch mithin das gleiche Bild und müssen als gleichwertige altübernommene konsequente Talstücke angesehen werden¹⁾.

Aber die Flüsse dieser Täler sind heute nicht mehr gleichwertig; während die Eschach noch heute die alt konsequente Richtung beibehalten hat, läuft heute der benachbarte parallele Neckar in entgegengesetzter Richtung nach Norden. Zu seinem Flußsystem gehört auch das kurze subsequeute Stück der erwähnten heutigen Verbindungsstrecke der beiden alten Flußläufe. Der Neckar von heute aber ist der junge Räuber, der zerstörend in ein altes Flußsystem eingriff. Nach SCHEUS Ausführungen liegt der Beginn des Hauptraubzuges des Neckars im mittleren Diluvium. Er verleibte sich zunächst das der Richtung seines Vorstoßes zuerst im Wege stehende östliche, ursprünglich nach Süden entwässernde Flußstück zwischen Oberndorf und Rottweil ein und kehrte den alten Fluß in seiner Richtung um. Durch weiteres Vordringen seiner Quellen und entsprechendes Rückwärtswandern der Wasserscheide wurde dann auch der Eschachbach abgezapft und der Donau geraubt. So aber blieb bis heute die Eschach ein zum Rheinsystem ganz fremdartig orientierter, umgelenkter Fluß, der durch seine Richtung klar erkennen läßt, daß er genetisch einem anderen Entwässerungsplan zugehört: dem Flußsystem der Donau.

Gehen wir die beiden genannten einst konsequent angelegten Flußstücke aufwärts, so finden wir auch im Quellgebiet derselben eigenartige hydrographische Verhältnisse, die auf junge Störungen im normalen Entwicklungsgang schließen lassen²⁾.

Der Eschachquellfluß biegt von Seedorf aufwärts etwas gegen Westen aus, doch führt die Verlängerung seiner Richtung über einen nur schmalen und flachen Rücken zu dem heute nach Norden fließenden Heimbach, dessen eigentümliche Gestaltung ebenfalls eine wechselvolle Geschichte durchblicken läßt, und den Gedanken nahelegt, daß er früher in umgekehrter Richtung fließend, ein Quellast der Eschach war. Doch könnte für diesen Gedanken erst die Auffindung entsprechender Terrassen oder die Verfolgung und der Vergleich der Schotter in beiden Tälern sichere Beweise erbringen. —

¹⁾ Blatt Freudenstadt, Geognost. Atl. von Württemb. 1: 50 000.

²⁾ Blatt Freudenstadt (618), Karte des Deutschen Reiches 1: 100 000.

Heute ist der Heimbach ein Nebenfluß der Glatt, fällt aber sofort als fremdes, umgekehrtes Glied in der normalen Entwicklung des Flußgeäders auf.

Gleiches gilt von dem anderen alten Flußstück, das heute ein Teil des Neckarlaufes ist. Verlängert man es über Oberndorf hinaus nach Norden, so fällt diese Linie mit dem Flußlauf der Glatt zusammen, die aber in entgegengesetzter Richtung fließt wie der Neckar selbst, also noch die ursprüngliche alte Konsequenzrichtung beibehalten hat; faßt man sie nun als ein vom vordringenden Neckar abgezapftcs Stück Oberlauf des alten auf den Albrand zuströmenden Flusses auf, so ist zugleich eine Erklärung für das so auffallende Entgegenfließen von Haupt- und Nebenfluß gegeben. Das Verhältnis von Glatt und Neckar stellt sich also danach als völlig das gleiche heraus, wie das von Eschach und Neckar. Die Abzapfung geschah auch hier mittels eines vom vordringenden Neckar aus besonders kräftig im Streichen der Schichten zurückschneidenden Quellastes; dies ist die fast rechtwinkelig zur alten Konsequenz gestellte subsequeute Flußstrecke zwischen Bettenhausen und Glatt.

Am auffallendsten ist bezüglich dieser Verhältnisse das Landschaftsbild der Nagold¹⁾. (Vgl. Fig. 14.) Ihr Eingegschnittensein in tiefen Zwangsmäandern ist ein Zeichen ihrer morphologischen Gleichwertigkeit mit den bisher genannten Flußstrecken. Daß sie von rechts fast keine Nebenflüsse erhält, ist bei der nahen Nachbarschaft des jungendlich die Landschaft ausräumenden Neckars leicht erklärlich. Um so auffallender aber ist der Habitus ihrer linksseitigen Zuflüsse von der Quelle an abwärts. Alle vom Schwarzwald herabkommenden Nebenflüsse haben die Richtung, die wir schon im Vorangehenden stets als alte Konsequenzrichtung erkannt hatten, bewahrt; der oberste Nagoldlauf selbst wiederholt die gleiche Erscheinung, indem er bis Nagold in NW-SO Richtung ausharrt, dann aber in scharfem Knick in das heute hier die Schwarzwaldrandgewässer sammelnde nach Norden sich entwässernde Haupttal umbiegt. Wie bei Kocher und Jagst haben wir im Nagoldsystem das Bild eines verkehrt, allerdings nur einseitig befiederten Pfeiles, eines im neuen Cyclus umgelenkten Flusses vor uns.

Aber ebenso wenig wie bei Kocher und Jagst kann daher diese Flußanlage eine primäre sein. Die verkehrte Richtung der Nebenflüsse weist mit zwingender Notwendigkeit auf einen anderen, damals in umgekehrter Richtung entwässernden Hauptstamm hin.

¹⁾ Blatt Calw (604), Karte des Deutschen Reiches 1:100 000 und Blätter Calw und Altensteig. Geognost. Atl. v. Württemb. 1:50 000.

Diese Verhältnisse finden wir aber nicht mehr im Nagold-unterlauf. Etwa von Calw an verliert sich die Erscheinung des Entgegenfließens von Haupt- und Nebenfluß rasch. Dies deutet auch auf verschiedene Bedingungen der Genese der dem Hauptfluß nunmehr normal in spitzem Winkel zufließenden Nebenflüsse. Damit haben wir nach Norden hin die Grenze erreicht, innerhalb der die alte Donauerosionsbasis die Flüsse direkt beeinflusste, indem sie die Richtlinien der Abflußrinnen entstehen ließ, die sich heute noch im Landschaftsbild erhalten haben. Auf die Bedeutung dieser Tatsache wird noch im nächsten Abschnitt zurückzukommen sein.

Zusammenfassend lassen die östlichen Schwarzwaldflüsse in ihren Oberläufen ausnahmslos noch deutlich die alte tertiäre Konsequenzentwässerungsrichtung erkennen. Diese ist älter als der Neckar, also auch älter als die Entstehung der Neckarniederung, die ihrerseits wiederum der Tätigkeit des Neckars ihr Dasein verdankt. Der Neckar fiel zerstörend in das alte Flußsystem ein, indem er nach S zu vordrang. Die ältesten Abzapfungen liegen also im Norden. Dort ist daher auch die von ihm geschaffene Neckarniederung am breitesten.

Ob auch der Neckar als Nebenfluß der Donau entstand, und dann erst dem Rhein zum Opfer fiel, wird sogleich noch zu besprechen sein. Heute jedenfalls ist er der hauptsächlichste Zerstörer der alten Entwässerung.

Aber trotz seiner Tätigkeit haben sich im Schwarzwald noch die gegen die Albtal hin gerichteten Quelllässe zu den breiten kopflosen Talzügen des Albkörpers selbst finden lassen, deren direkter Zusammenhang bei der weitgehenden Zerstörung der alten Landoberfläche heute um so weniger mehr im einzelnen zu beweisen ist, je weiter wir nach Norden fortschreiten. Daß er aber tatsächlich bestanden haben muß, das zeigt die völlige Analogie der Entwicklung mit den Beispielen weiter im Süden, wo dieser Zusammenhang noch unzweideutig nachgewiesen werden konnte.

d) Der Neckar und die Neckarniederung.

Die morphologische Ungleichwertigkeit von Oberlauf und Unterlauf. — Das Neckarknie bei Flochingen. — Neckarunterlauf als umgekehrt konsequenter Donaunebenfluß. — Anhaltspunkte hierfür. — Kocher und Jagst. — Ursachen der Flußumkehrungen. — Ihr Alter. — Die Entwicklung des Neckaroberlaufes. — Zur Lage der ältesten Wasserscheide. — Die Zone der Flußumkehrungen. — Die Zone junger Zwangsmäander.

Die Untersuchungen über die geschichtliche Entwicklung des Neckars und seiner Zuflüsse wird wohl am besten mit einer Betrachtung des morphologischen Charakters der Täler beginnen.

Die größere Jugendlichkeit des Neckars gegenüber der alten, wohlausgereiften Flußentwicklung des vorhergehenden Cyclus, der während der jüngeren Tertiärzeit die Landschaft in das Stadium der Peneplain überführt hatte, wurde schon betont. Ebenso, daß der Neckar heute noch raubend seine Quellen nach Süden verlegt und auch in jüngster Zeit noch in seinem Oberlauf deutlich kontrollierbare Abzapfungen begangen hat.

Die Quellen des Neckars liegen heute in einer moorigen Hochfläche. Am Fuße des Keupers, parallel dem Ausstreichen seiner Schichtköpfe fließt dann der junge Fluß gegen NO. Die vorherrschende Subsequenzrichtung des oberen Neckar, welcher sich fast stets parallel dem Albrand hält, ist ebenso typisch wie in die Augen fallend. Nur kurze zwischengeschaltete Strecken unterbrechen die Subsequenz des Flusses, wie wir eine solche z. B. unterhalb Rottweil bereits kennen gelernt haben.

Anders aber wie die so merkwürdig orientierten westlichen Nebenflüsse des Neckars verhalten sich die von der Albwand herabkommenden östlichen. Es sind obsequente junge Flüsse welche im spitzen Winkel ihrem Hauptfluß zuströmen und offenbar erst im Anschluß an die Entwicklung des Neckars selbst entstanden sind, wenngleich die Täler fast aller größeren in ihrer Anlage meist älter zu sein erscheinen. Sie haben ihre Quellen meist in breiten Buchten der Albwand, welche in ihrer Größe den kleinen und jugendlichen Quellästen nur wenig proportioniert erscheinen, und ein höheres Alter sowie die Entstehung durch größere Flüsse eo ipso wahrscheinlich machen. Der Anschluß solcher Buchten an große, nach Süden hin auf der Alb entwickelte offene Täler, mit heute ebenfalls nur kleinen Flüssen, bestätigt diese Auffassung; es sei diesbezüglich nur an die Prim erinnert. Solche Flüsse also sind Renegaten von invers obsequenter Natur.

Aber eine auffallende Eigentümlichkeit ist allen diesen Flüssen gemeinsam. Sobald ihre Täler in den Muschelkalk austreten, beginnen sie deutlich zu mäandrieren, was bei ihrer Jugendlichkeit und dem sonstigen Fehlen von Mäandern nicht zu erwarten wäre. Ich verweise nur auf das Verhalten der Schlichem und der Eyach, der Starzel u. a.¹⁾

Genau das gleiche läßt sich beim Neckar selbst beobachten. Derselbe mäandriert im Muschelkalkgebiet nicht nur in der Flußstrecke unterhalb Rottweil, sondern auch in den jungen subsequenten Strecken, wenngleich hier vielleicht etwas schwächer. Aber das Generelle der Erscheinung ist doch nicht zu verkennen; um so weniger, als ganz plötzlich bei Rottenburg der Talcharakter des Neckars sich mit dem Übertritt vom Muschelkalk zum Keuper völlig ändert.²⁾ Das Tal ist gerade gestreckt und plötzlich breit geworden — Diese Verhältnisse bleiben auch im Lias bestehen, den der Neckar stromabwärts bald betritt. Eine Änderung tritt erst wieder ein bei Cannstatt, wo der Fluß abermals die Muschelkalkebene betritt.³⁾

Vorher jedoch hat der Neckar bereits das scharfe Knie bei Plochingen⁴⁾ gemacht, und dies ist zugleich der Punkt, der den Neckar in zwei morphologisch völlig ungleichwertige Teile trennen läßt. Flußaufwärts ein junger Räuber, dessen relativ schwache Mäander an den Muschelkalk gebunden erscheinen, flußabwärts ein nach allen Merkmalen alt angelegter Talzug, der nur von einem eindringenden jungen Räuber, dessen Tätigkeit entsprechend, umgekehrt wurde, das Tal eines alten, senilen Flusses mit weitausholenden Mäanderwindungen und Umlaufbergen von ganz anderem Habitus und anderer Größenordnung wie weiter stromauf. Zwar treten vom Albrande weg auch diese Mäander mit dem Beginne des Muschelkalkes plötzlich auf, sie sind aber dennoch nicht an den Muschelkalk gebunden, denn sie setzen sich unverändert stromabwärts auch im Buntsandsteingebiete und quer durch das Massiv des Odenwaldes hin fort. Dies sind alles untrügliche Kennzeichen eines alten, neubelebten Flußlaufes und wichtige Unterschiede zum oberen Neckarlauf. Hier im unteren Teil ist der Fluß auch offenbar genetisch vom Albrande unabhängig, denn er ist an-

¹⁾ Blätter Freudenstadt (618) und Reutlingen (619), Karte des Deutschen Reiches 1: 100 000 und Blatt Horb. Geognost. Atl. v. Württemberg 1: 50 000.

²⁾ Blätter Horb und Tübingen. Geognost. Atlas von Württemberg. 1: 50 000.

³⁾ Blatt Stuttgart. Geognost. Atlas von Württemberg. 1: 50 000.

⁴⁾ Blatt Kirchheim. Geognost. Atlas von Württemberg. 1: 50 000.

nähernd senkrecht dazu in seiner Laufrichtung orientiert, während dagegen die subsequeute Gebundenheit des oberen Neckars an den Albrand schon erwähnt wurde.

Plochingen stellt sich also als ein Punkt von morphologisch eminenter Bedeutung dar. Die Verhältnisse dieser Gegend müssen daher noch etwas näher ins Auge gefaßt werden. Überblicken wir das Gesagte in umgekehrter Reihenfolge, so dürften wir auf dem genetisch richtigen Wege sein:

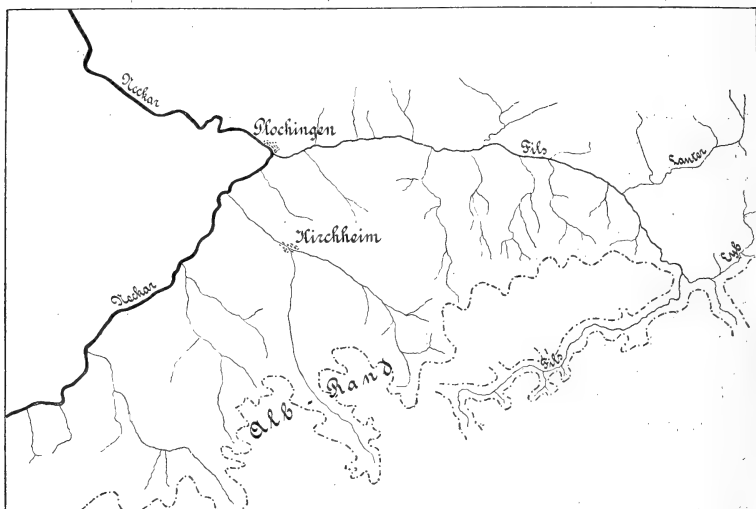


Fig. 15.

Der Neckar vor dem Albrande bei Plochingen.

(Der umgekehrt konsequente untere Neckar biegt bei Plochingen in den zum Albrand subsequenten oberen Neckar um. Zudem zeigt die Karte in typischer Weise die nach Osten und Westen [in Neckar und Vils] verschieden stark zur Entwicklung gekommene Subsequenz an). (Nach der Generalstabskarte 1:100 000 gezeichnet und verkleinert)¹⁾.

Auf der alt-(prämittel-)miocänen Peneplain floß ein Fluß nach Süden auf die Alb zu. Wo seine Quelle, d. h. wo damals eine Wasserscheide lag, wissen wir nicht, aber der Albrand bestand damals noch nicht. Daß dieser alte Fluß aber bereits ein Nebenfluß der ältesten Donau wurde, das läßt sich aus Verschiedenem erkennen.

Daß nämlich dieser alte, große Fluß nicht in der südwardigen Verlängerung des noch erhaltenen Talstückes seine Quelle gehabt

¹⁾ Auf der Abbildung wurde durch ein Versehen leider „Fils“ statt „Vils“ geschrieben.

haben kann, ergibt sich aus der Überlegung, daß es damals, als er noch auf der Albhochfläche floß, ja für ihn im Süden keine Erhöhung gab, woher er seine Quellen hätte beziehen können. Die Neigung der Juratafel war nach Störung ihrer primären horizontalen Lage sogleich nach Süden zu geschehen. Die Richtung des heutigen Flusses ergibt sich darnach als eine der ursprünglichen entgegengesetzte.

Wir haben aber auch andere, positive Anhaltspunkte dafür, daß dieser Fluß einst tatsächlich den Albkörper betrat und nach Süden hin zur Donau durchfloß.

Heute erscheint der Fluß am Jurarande aufgespalten. Der alte Hauptstamm gabelt sich in zwei fast um 180° divergierende subsequente Äste, den stark entwickelten, jungen Neckar nach Westen, die kleine Vils nach Osten. Das können unmöglich primäre Verhältnisse sein; diese subsequenten Flüsse sind an den Albrand gebunden; dieser existierte aber damals noch nicht, wenigstens sicher nicht an dieser Stelle, da ja der Weißjura zu Beginn des Obermiocäns noch mindestens bis über Stuttgart hinaus sich erstreckte. Die so einseitig entwickelte Flußgabelung, die sich übrigens auch im Oberlauf der Vils wiederholt, habe ich als eine Folge der Heraushebung des Geländes gegen den Schwarzwald zu bei gleichzeitiger relativer Ruhe des Landes gegen Osten hin bereits zu deuten versucht¹⁾.

Auf den Zusammenhang des alten Flusses mit der Alb weisen nun zunächst zwei breite Talzüge im Albvorlande am Fuße der Alb hin, welche sich durch ihre Größe in markantester Weise von den kleinen, jugendlichen, obsequenten Tälchen ihrer Nachbarschaft unterscheiden und damit bereits eine ältere übernommene Anlage bekunden.

Das Tal von Kirchheim und das Tal von Kuchen, in dem sich heute die unverhältnismäßig kleine Vils dahinschlängelt. Die Kirchheimer Lauter wäre nach dieser Auffassung ein invers obsequenter Renegat; allerdings läßt sich oben auf der Alb selbst das alte Tal nicht mehr sicher nachweisen, das dem alten Fluß entsprechen würde. Aber einmal ist zu bedenken, daß gerade hier die erste und älteste direkte, durchgreifende Veränderung in der Entwässerung des Albkörpers durch einen nach Norden umgekehrten Neckar stattfand, daß folglich hier auch die alten Entwässerungsverhältnisse von den neuen am stärksten verwischt worden sein müssen.

Sodann aber spricht noch ein wichtiges Argument für diese Auffassung. Auf der Alb bei Kirchheim und auch anderen Orts

¹⁾ H. Reck: Über positive und negative Krustenbewegungen usw. a. a. O.

kommen mehr oder minder sporadisch, keineswegs aber als eine Art „Albüberdeckung“ alte Quarzsande in Spalten und Klüften, meist zusammen mit Bohnerz vor, mit deren Vorhandensein und Auftreten uns vor allem WEIGER¹⁾ vertraut gemacht hat. Auch BRÄUHÄUSER²⁾ hat uns solche Vorkommnisse kennen gelehrt.

Sie müssen zum Teil schon recht hohen Alters sein, denn gelegentlich läßt sich ihre Zwischenlagerung zwischen die Residua altobermiocäner Tuffe nachweisen. Ihrer Zusammensetzung nach sind es vornehmlich Quarzsande mit durchweg wohlgerundeten Körnern. Es kommen ferner Rutil, Zirkon, Glimmer, Magnetit und andere Mineralien, selten auch Andalusit und Disthenkrystalle, alle in wohl abgerundeter Form, vor.

Zwar gibt WEIGER verschiedentlich die Einwirkung von Oberflächengewässern bei der Ablagerung der Sande zu, aber deutet sie doch im wesentlichen als durch südliche Winde ausgeblasene Bestandteile der miocänen Meeresmolasse. Als Sedimente des Windes aber muß er sie deshalb ansehen, weil er die Unwahrscheinlichkeit eines damals nach Norden zu fließenden Flusses über die südlich geneigten Albschichten betont, weil er aber andererseits ihre Herkunft aus Süden als gegeben ansieht, und eine anderweitige Herkunft gar nicht in den Kreis seiner Betrachtungen zieht. Dagegen läßt sich jedoch zunächst einwenden, daß wir weder wissen, ob tatsächlich damals starke südliche Winde herrschten, die bei der zwar im allgemeinen feinkörnigen und gleichmäßigen, gelegentlich aber doch 2 mm Korngröße übersteigenden Beschaffenheit des Materiales anzunehmen nötig wären, noch auch irgend welche Beweise dafür haben, daß die Sande tatsächlich aus dem Tertiär des südlichen Albvorlandes stammen, wie FRAAS, KÖKEN, WEIGER u.a. das wollen, oder alpiner Herkunft sind, wie QUENSTEDT³⁾ das meinte.

Ihre Herkunft aus dem Süden aber scheint mir vor allem deshalb unwahrscheinlich, weil an einen Wassertransport der Sande dann tatsächlich nicht zu denken ist. Gegen die Annahme eines Transportes durch den Wind aber scheinen mir andererseits schwerwiegende Bedenken nötig.

Die Spaltenausfüllungen lassen vielfach eine regelmäßige Schichtung erkennen, mehrfach ist sogar das Material in Lagen abgesetzt, die einer Sonderung des Materials nach dem spezifischen

¹⁾ WEIGER: Beiträge zur Kenntnis der Spaltenausfüllungen im weißen Jura auf der Tübinger, Uracher und Kirchheimer Alb.

²⁾ BRÄUHÄUSER: Diluvialbildungen der Kirchheimer Gegend. N. Jahrb. f. Min. usw. 1904. Beilage Bd. XIX.

³⁾ QUENSTEDT: Begleitworte zu Blatt Urach 1869, S. 11

Gewichte entspricht; mir ist dagegen in keinem Falle eine Kreuzschichtung des Materiales bekannt, wie sie für Windablagerungen so charakteristisch ist. All dies läßt mir die Annahme eines fluviatilen Transportes der Sande wahrscheinlicher erscheinen. Ein solcher Fluß aber kann dann nur ein von Norden nach Süden fließender gewesen sein, und muß zum Teil wenigstens sein Material aus dem Schwarzwald oder Odenwald bezogen haben. Für das einstige Vorhandensein eines solchen supponierten Flusses sprechen nun ja auch noch andere, bereits genannte morphologische Hinweise.

Hier sei in diesem Zusammenhang nur noch auf einen Punkt aufmerksam gemacht, der ebenfalls die Annahme südlich gerichteter Gewässer auf der Alb notwendig macht. KOKEN¹⁾ war bereits zu dieser Annahme gekommen, um die in den Samendinger Sanden vorkommenden Versteinerungen aus dem untersten Weiß-Jura und dem oberen Braun-Jura zu erklären, deren Muttergestein im Norden ihrer heutigen Lagerstätte ansteht. Nur ein südlich gerichteter Fluß kann der Anlaß dieser Verfrachtung geworden sein.

Die Fortsetzung eines Tales auf der Höhe der Alb, die wir bei Kirchheim vermissen, läßt sich dagegen jenseits des Endes des breiten Kuchener Tales feststellen. Die Bahn folgt von Kuchen dem tief in den Albkörper einschneidenden obersten Talende, und läuft über einen nur flachen Rücken in ein altes breites Trockental, dessen einstige Zwangsmäander die Topographie noch deutlich hervortreten läßt.²⁾ Weiter abwärts in diesem Tale entspringt an flacher Talwasserscheide die zur Donau gehende Lone, die bei den Albflüssen bereits besprochen wurde. Das Trockental aber ist das wichtige Bindeglied, welches uns auch hier den notwendigen einstigen Zusammenhang der heute noch erhaltenen Donauzuflüsse mit den alten Flüssen über dem heutigen Vorland der Alb im Norden erkennen läßt.

Sind wir also nach dem Gesagten genötigt, das Tal des heutigen Neckars unterhalb Plochingen mit seinen weitausholenden Mäandern und Umlaufbergen als altübernommene, umgekehrt konsequente Talanlage anzusprechen, so ergibt sich hieraus auch, daß genetisch der heutige Neckarlauf oberhalb Plochingen mit diesem alten Fluß nicht gleichwertig, vielmehr ein junger, wahrscheinlich umgelenkter Seitenzweig desselben ist.

¹⁾ KOKEN, Beitrag zur Kenntnis des schwäbischen Diluviums. N. Jahrb. f. Min. usw. 1901. Beilage Bd. XIV.

²⁾ Blatt Heidenheim (607). Karte des Deutschen Reiches 1 : 100 000.

Das morphogenetische Prinzip, das die Entwicklung des nördlichen Vorlandes der schwäbischen Alb beherrscht, hat SCHEU¹⁾ bereits an dem Beispiel von Kocher und Jagst dargelegt, auf die er die DAVIS'sche Entwicklungstheorie übertrug. Das Verhalten der Flüsse in der Natur entspricht nun so vollkommen den Forderungen der Theorie, daß diese Übereinstimmung in allen wesentlichen Punkten an sich schon ein starker Beweis der Richtigkeit der Ableitungen ist, wenn auch unbedeutendere Details gelegentlich einer anderen Erklärung zugänglich sein mögen.

Kocher und Jagst werden überzeugend als die einstigen Oberläufe früher zur Donau quer durch die Alb abfließender Ströme dargetan, die durch die Tieferlegung des Neckars und des Neckarlandes angezapft, umgekehrt und dem Rheinsystem tributär gemacht wurden. Die Nebenflüsse der beiden Ströme aber zeigen noch heute in dem Gebiet zwischen der Albwand und dem Muschelkalkplateau die ursprüngliche Richtung, d. h. sie sind umgelenkt, weisen nach Süden und laufen der Richtung ihres heutigen Hauptflusses entgegen. Im Süden auf der Alb aber öffnet sich noch jetzt der weite Talgrund, in dem Kocher und Brenz zu beiden Seiten einer flachen Talwasserscheide entspringen, welcher einst diese Gewässer zur Donau geleitet hatte.

Auf die Verhältnisse der Morphogenese hier näher einzugehen, erübrigt sich, da diesbezüglich auf die ausführlichen Darlegungen SCHEUS verwiesen werden kann. Den morphogenetischen Verhältnissen dieser beiden Flüsse ist aber schon deswegen weitere umfassende Gültigkeit zuzuschreiben, weil sie nur Teile eines einheitlichen, größeren Flußsystems in tektonisch und stratigraphisch ziemlich einheitlicher Landschaft betreffen. Die Teile dieses Systems aber werden sich im Prinzip nicht anders entwickelt haben können als das Ganze. Einzelne prinzipielle Abweichungen müßten auch lokale Ursachen finden lassen. Tatsächlich zeigt ja auch die Gesamtentwicklung der Landschaft die geforderten einheitlichen Grundsätze bis in Einzelheiten.

Den Raub und die Umkehr von Kocher und Jagst hat SCHEU auf Grund seiner geologischen Untersuchungen ins mittlere Diluvium verlegt. Daß die Zeit der Umkehr noch keinesfalls weit zurückliegt, dafür sprechen auch alle morphologischen Tatsachen, so nicht nur das Flußgefälle und die Gestaltung der

¹⁾ SCHEU: Zur Morphologie der schwäbisch-fränkischen Stufenlandschaft. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. Bd. XVIII, Heft 4, 1909.

Talzüge, sondern vor allem auch die Erscheinung, daß die Hauptflüsse die Richtung ihrer Nebenflüsse noch nicht beeinflussen und der neuen Hauptströmungsrichtung anpassen konnten. Wir werden daher für das ganze Albvorland den Beginn des neuen glazialen Cyclus in die gleiche Zeit verlegen dürfen, welche durch eine kräftig einsetzende Zerstörung alter Entwässerungsrichtlinien gekennzeichnet ist.

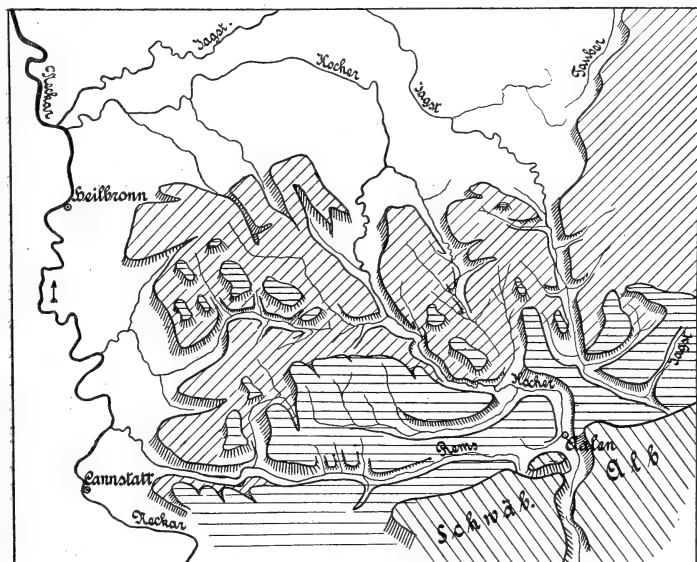


Fig. 16.

Blockdiagrammatische Darstellung des nördlichen Albvorlandes im Flußgebiet des Kochers und der Jagst nach SCHEU.

Der Grund, den SCHEU für den Beginn des neuen Cyclus angibt, scheint mir allerdings nicht maßgebend zu sein. Er sieht dafür die Verbiegung der Neckartafel an, welche sich aus der Lage von Schotterhorizonten bestimmen läßt. Hierbei wurde der ältere Höhenschotter KOKENS¹⁾ noch mitverbogen. Auch andere unbestreitbare diluviale tektonische Störungen, welche wohl vornehmlich in Absenkungen des Albvorlandes bestanden, kommen hier in Betracht.²⁾ Aber ich muß all dies doch als nebensächlicher Natur bezeichnen, da es im Gegenteil die Flüsse

¹⁾ SCHEU: a. a. O.

²⁾ KOKEN: a. a. O.

nur sehr wenig beeinflussen und in ihrem Vordringen lokal sogar behindern konnte.

Das junge räuberische Vordringen derselben vom Rhein aus ist vielmehr ein allgemeines, nicht auf das Neckarland beschränktes. Wir haben es schon im Süden gesehen bei der Wutach, wir werden ihm auch noch im Osten begegnen beim Main; aber nicht nur universell ist die Erscheinung des Rhein-raubzuges in unserem ganzen Gebiet, sondern die Abzapfungen scheinen ihrem morphologischen Habitus nach auch alle einem Stadium anzugehören und sämtlich sehr jugendlich zu sein; sie erscheinen also auch gleichalterig, und zwar nach Analogie mit dem stratigraphisch erwiesenen Alter der Abzapfungen an Kocher und Jagst, als mitteldiluvial.

Diese universell das Gebiet beherrschenden Abzapfungen, die sich so einheitlich zusammenfassen lassen, müssen auch einen, das ganze Gebiet beeinflussenden Urheber gehabt haben; dieser kann aber dann unmöglich im Gebiet des Neckars allein gesucht werden. Um ihn zu finden ist es also nötig einen Schritt weiter, zur nächsttieferen Erosionsbasis, zum Rhein selbst zu gehen. Denn nur von hier aus konnten auch Main und Wutach in ihrer Erosionstätigkeit beeinflusst werden. Die verbogenen Schotterterassen am Neckar und Senkungen seines Rücklandes sind vielmehr lokale Erscheinungen des Neckargebietes, welche den Gang der normalen morphologischen Entwicklung nicht aufhalten konnten; viel weniger aber können sie dann die Ursache der allgemeinen Wiederbelebung der Flüsse auch außerhalb ihres Bereiches gewesen sein. Wie weit sie allerdings lokal der Entwicklung des Neckars dienlich waren, darauf wird sogleich zurückzukommen sein.

Für den Rhein fällt aber nun auch eine wichtige Episode seiner Entwicklungsgeschichte gerade in das mittlere Diluvium. Während er noch im Altdiluvium seine Wasser nach Süden zum mediterranen Meer führte, gelang ihm im Mitteldiluvium der Durchbruch durch das Rheinische Schiefergebirge zur nahen Erosionsbasis der Nordsee.¹⁾ Hand in Hand damit ging eine rasche Umkehr des Talgefälles und eine jugendliche Tiefenerosion. Diese ist heute noch durchaus kräftig, wie zahlreiche Stromschnellen in dem noch unausgeglichene Flußbett beweisen, und mußte notwendig auch auf seine sämtlichen Nebenflüsse übergreifen. In diesem Moment aber sehe ich die Ursache für die beschriebene Umkehr so zahlreicher Flüsse und für die Verdrängung

¹⁾ REGELMANN: Erläuterungen usw. 1911.

der Donau aus einem ihr lange Zeit hindurch tributären Gebiete.

Damit ist jedoch keineswegs gesagt, daß der junge Neckar oberhalb Plochingen erst nach dieser Umkehr entstand. Im Gegenteil; seine Anlage ist wahrscheinlich viel älter und im unmittelbaren Anschluß an die Entwicklung des Jurasteilrandes herausgebildet. Aber dann floß dieser Teil des Neckars nicht nach Norden, sondern brach zusammen mit dem genannten Oberlauf durch den Jura bei Plochingen nach Süden durch; Verhältnisse, wie sie ähnlich noch heute im Wörnitzgebiet herrschen, die auch nördlich ihrer Austrittsstelle aus der Alb in subsequenter Richtung fließend zunächst auf die Alb zulaufende Flüsse zusammenfaßt und in gemeinsamem Arm durch die Juratafel führt.

Die Entwicklung des oberen Neckars steht in inniger Verknüpfung mit der Entwicklung des Albrandes, wie ich soeben ausgeführt habe. Über letztere aber ist unsere Kenntnis gering. Doch haben wir immerhin einige Anhaltspunkte. Die mittelmioäne Peneplain lag wahrscheinlich noch größtenteils über Weißjura, wenigstens in den südlichen Teilen unseres Gebietes. Sie war weitgehend ausgereift; das Bestehen eines scharf ausgesprochenen Jurasteilrandes zu jener Zeit scheint also wenig wahrscheinlich. Dennoch waren auch damals bereits andere Schichten bloßgelegt als Weißjura; bei Georgensgmünd liegen obermioäne Süßwassergebilde, nur wenige Kilometer vom heutigen Albrand entfernt, auf Keuper; im Ries fanden hart am heutigen Albrand Überschiebungen großer Schollen über eine denudierte Braunjura- und Liasoberfläche statt. Bei Stuttgart aber lag damals noch Weißjura, wo jetzt der Albrand über 20 km weiter nach Süden zurückgewichen ist, und ebenso wissen wir von den Höhen des Schwarzwaldes, daß sie zu jener Zeit noch weitgehend mit Jura bedeckt waren, der in ununterbrochener Tafel nach Osten zog, und dessen Reste eben der heute noch erhaltene Tafeljura sind.

All diese Feststellungen beziehen sich ungefähr auf die Zeit postmittelmioän beginnender Zerschneidung; sie erlauben uns also in ganz großen Zügen die damalige Lage des Erosionsrandes der Malmkalke wenigstens zu schätzen. Dieser Zeitpunkt aber muß deshalb für unser Betrachtungen als besonders geeignet erscheinen, weil er ja ungefähr mit dem Beginn des obermioänen Erosionscyclus zusammenfällt. Damit freilich, daß wir wissen, daß bei Stuttgart und auf den westlichen Schwarzwaldhöhen damals Weißjura lag, wissen wir noch nicht, wie weit derselbe noch nach Norden und Westen reichte. Dies ist gänzlich unbekannt.

Immerhin aber lassen diese Verhältnisse zweierlei mit großer Deutlichkeit erkennen:

1. Die Erosion des jungtertiären Zyklus griff im Westen wesentlich rascher um sich als im Osten; die Verlegung der Erosionsbasis beeinflusste die Gewässer also im Osten nur wenig, im Westen dagegen sehr stark. Bei den einheitlichen tektonischen Verhältnissen am Südrande der Alb scheint mir diese Tatsache nur durch die Annahme einer gleichzeitigen Heraushebung des Schwarzwaldmassives erklärbar.

2. Der nördliche Juraerosionsrand des Jungtertiärs war dem heutigen nicht parallel. Auch dieser Punkt scheint von morphologischer Bedeutung, denn heute zieht sich der Jura im allgemeinen als breites Band mit parallelen Rändern im Süden und im Norden dahin. Wie aber im Süden die Donau die Grenze des Jura ist, so scheinen ihre Zuflüsse auch die Lage des Nordrandes im allgemeinen parallel dazu eingestellt haben, denn es ist nicht zu vergessen, daß ja vor der mitteldiluvialen Umkehr das Land weithin lange unter dem alleinigen Einfluß der Donaubasis sich entwickelt hatte, daß aber die seit dem Mitteldiluvium verflossene Zeit noch nicht tiefgründig das Landschaftsbild umgestalten konnte, worauf ebenfalls schon mehrfach hingewiesen werden konnte.

Abweichungen von dieser Parallelität der Ränder ergeben sich heute in nennenswertem Ausmaß nur im äußersten Osten, wo eben u. a. die östlichen Randgebirge die Ursache anderer Erosionsverhältnisse wurden, so daß das Juraband fast rechtwinkelig vor ihrem Fuße umbiegt und ohne Rücksicht auf die Donau nach Norden streicht, sowie im äußersten Westen, wo der dem Rhein tributäre Neckar die Landschaft besonders rasch ausräumte.

Daß aber die heutige Parallelität der Juraränder im Mittelmiocän noch nicht bestand, weist wiederum darauf hin, daß die damals ausgereifte Peneplain offenbar zu einer anders orientierten Erosionsbasis sich eingestellt hatte, welche von Westen her gegen Osten hin das Land weitgehend ausgeräumt hatte. Dies würde dann auf ein prämittelmiocänes, also altmiocänes und vielleicht oligocänes Herrschen der Rheinbasis hinweisen. Dieses früheste Vorwalten einer westwärts gerichteten Erosion ist durchaus nicht überraschend. Wir werden Hinweisen darauf auch bei der Betrachtung des fränkischen Jura begegnen. Zudem ist ihr Vorhandensein auch rein theoretisch zu erwarten, denn der Rheintalgraben war im Oligocän zum Einbruch gekommen, und wahrscheinlich hatten sich noch früher auch die oberen Jura-meere wenigstens zum Teil in dieser Richtung aus Deutschland

zurückgezogen. Wenn auch mit dem Juraerosionsrand der Peneplain des mittleren Miocäns nicht notwendig die derzeitige Wasserscheide des Gebietes zusammenfiel, so mußte sie doch wohl in enger Wechselbeziehung zu derselben gestanden haben, und dürfte weder große Richtungsabweichungen noch große Entfernung von dieser Linie gezeigt haben.

Aber wo die damalige Wasserscheide lag, das ist heute noch unbekannt. Wir kennen somit auch nicht die größte Ausdehnung des einstigen Donaeinzugsgebietes. Hierüber könnte man nur aus einem vergleichenden Studium der hydrographischen Formelemente in allen benachbarten Gebieten, im Schwarzwald, Odenwald, Spessart, Aufschluß erhoffen; solche Untersuchungen aber würden trotz ihres großen morphologischen Interesses den Rahmen dieser Arbeit weit überschreiten.

Auch SCHEU geht stillschweigend über diese Frage hinweg, indem er lediglich von einer alten Peneplain, welche bis an den Albrand herantrat und über dem Muschelkalk lag, spricht, und diese Peneplain als gegebenen Ausgangspunkt für die jüngere Entwicklung der Landschaft nimmt.

Vielleicht gibt ein morphologisches Moment diesbezüglich einen Hinweis. SCHEU hat bereits darauf hingewiesen, daß das auffallende Entgegenfließen von Haupt- und Nebenfluß aufhört, sobald wir aus den Vorbergen des Jura heraustreten und auf die Muschelkalkebene des Vorlandes kommen.

Im Schwarzwald hört das Entgegenfließen der Nebenflüsse mitten im krystallinen Gebiet, im Bereich der unteren Nagold auf. Verbinden wir nun die äußersten Grenzpunkte dieser Vorkommnisse durch eine Linie, so läuft diese im Zwischenland zwischen Schwarzwald und Alb nicht weit von dem nördlichsten nachgewiesenen Weißjuravorkommen in vulkanischen Tuffen des Obermiocäns vorbei. Sie geht ungefähr über Stuttgart und entlang der Grenze der Keuperlandschaft im Süden, gegenüber der Muschelkalkebene im Norden. Auffallender Weise fällt mit dieser Linie dann auch noch die Nordgrenze des eigenartigen Keupersporns zusammen, dessen Ausläufer etwa von Stuttgart aus weit nach Westen gegen den Schwarzwald hin in das Vorland hinausgreifend bis heute der Erosion erfolgreich Widerstand geleistet haben. Da aber ferner das Aufhören einer Umkehr der Flüsse nicht auf das Muschelkalkgebiet beschränkt ist, vielmehr auch im Schwarzwald wieder auftritt, so kann man diese Erscheinung keinesfalls als eine Besonderheit des Muschelkalkes deuten, wie vielleicht eine andere, gleich noch zu besprechende Erscheinung. Es liegt hier meines Erachtens der Gedanke am nächsten, daß nördlich der genannten Linie eben vom neuen Cycclus keine südlich gerichteten alten Täler mehr zu übernehmen waren, daß also nördlich dieser Linie ein anderes Entwässerungsnetz entwickelt gewesen war. Dann würde diese Linie die ungefähre Lage einer alten Wasserscheide darstellen.

Die chronologische Fixierung dieser hypothetischen Wasserscheide fällt allerdings schwer, da sie höchst wahrscheinlich doch wohl nicht gleichzeitig entwickelt war mit dem Bestehen eines ältesten, weit nach Norden vorgreifenden Neckars, dessen Vorhandensein im Vorangehenden bereits ausgeführt wurde, oder aber, bei der Annahme gleichen Alters, müßte diese Wasserscheide gerade im Neckargebiet eine auffallende Ausbuchtung aufgewiesen haben, was ja nach Analogie mit heute noch bestehenden Verhältnissen weiter im Osten nicht als ausgeschlossen

gelten darf. Aber wo die alten Neckarquellen lagen und in welchen Beziehungen die eben angedeuteten Verhältnisse zu einander stehen, wage ich auf Grund meiner Untersuchungen, die sich hier weder auf Spezialuntersuchungen, noch irgendwelche Literatur stützen können, nicht sicher zu entscheiden.

Ebenfalls nur erwähnt sei noch eine zweite morphologische Eigentümlichkeit des Gebietes, für die ich eine ganz befriedigende Lösung nicht zu geben vermag. Es ist das die Erscheinung des Mäandrierens der Flüsse sobald sie den Muschelkalk betreten. Scher hatte ebenfalls für sein Gebiet schon darauf hingewiesen, sich aber begnügt festzustellen, daß die Mäander anderer Entstehung seien, als sonst üblich.

Mir scheinen für das Studium dieser Verhältnisse drei Punkte maßgebend:

1. Die Mäander scheinen tatsächlich anderer Entstehung zu sein, als die gewöhnlichen Flußmäander, denn trotzdem sie stellenweise schon recht stark ausgebildet sind, scheinen sie doch nicht von der letzten Peneplain übernommen zu sein, wie der nächste Absatz zeigt, somit sehr jugendlicher Entstehung. Sie unterscheiden sich daher sehr wohl auch von den altübernommenen Zwangsmäandern des unteren Neckarlaufes. Umlaufberge fehlen ihnen in allen Fällen.

2. Diese Mäander treten nicht nur in dem möglicherweise auch älteren Vorlandgebiet von Kocher und Jagst auf, sondern ebenso in dem sicher jung ausgeräumten Gebiete des oberen Neckar. Der Neckar selbst mäandriert leicht in seinem subsequenten Laufstück oberhalb Rothenburg. Das gleiche tun die jungen, sekundär konsequent vom Albrand herbeiströmenden rechten Nebenflüsse, sobald ihre Sohle den Muschelkalk anschneidet. Man wird also zu dem merkwürdigen Schluß gedrängt, daß die Mäanderbildung hier durch den Gesteinscharakter bedingt wird, daß sie eine Eigentümlichkeit des Muschelkalkes sei. Auffallend und schwer verständlich ist dann allerdings wohl die Tatsache, daß nicht auch die Flüsse anderer Muschelkalkgebiete oder etwa auch nur die Flüsse des Maingebietes in gleicher Weise prinzipiell mäandrieren, sobald sie den doch regional so sehr gleichmäßig ausgebildeten Muschelkalk betreten. Zudem ist auch sonst ein genetischer notwendiger Zusammenhang zwischen Gesteinscharakter und Mäanderbildung meines Wissens nicht bekannt.

3. Dies aber läßt es doch nicht ausgeschlossen erscheinen, daß das Zurückweichen der Juratafel mit ihrer Genese in irgend welchem Zusammenhang steht. Zumal das Auftreten der Mäanderbildungen entlang einer bestimmten Zone erfolgt, welche gegen SW hin sich dem Albrande immer mehr nähert, aber doch, im Großen betrachtet, diesem annähernd parallel läuft. Sind also die Mäander ganz jugendlicher Anlage, so könnte man vielleicht auch an einen vorübergehenden Stillstand der Erosion vor dem Albrande infolge lokaler tektonischer Ereignisse etwa von der Art, wie ich sie im Vorangehenden gerade in ihrer morphogenetischen Bedeutung für die Neckarniederung schon erwähnt habe, denken, welche die Tiefenerosion der Flüsse des Vorlandes durch eine mehr nach der Seite hin wirkende vorübergehende ersetzt.

Doch sind dies alles Fragen, welche bei dem heutigen Stand unserer Kenntnis noch offen bleiben müssen.

IV.

Die Wörnitz und Altmühl im Gebiete der Alb und ihres nördlichen Vorlandes.

a) Das Ries.

Das vulkanische Ries als Störungselement der normalen morphologischen Albentwicklung. — Ansichten über die hydrographischen Verhältnisse des Rieskessels im Obermiocän. — Die lokale Erosionsbasis des Kessels. — Konsequente und subsequente Flüsse.

Wir waren im vorigen Abschnitt bis zur Betrachtung des Brenztales gegen Osten fortgeschritten und hatten gesehen, daß jugendliche, mitteldiluviale Abzäpfung und Umkehr des alten nach Süden gerichteten Flußsystems das Tal seines einstigen Stromes beraubt hatten.

Weiter nach Osten schließt sich nun die Wörnitz als nächster großer Fluß an, der von den bisher beschriebenen völlig abweichende Verhältnisse aufweist, indem er noch heute gegen SO hin die Alb in tiefem Tal durchbricht.

Aber die morphologische Entwicklung des Wörnitzgebietes war in altobermiocäner Zeit durch vulkanische Eruptionen unterbrochen worden. Wie stets, griff hier der Vulkanismus als störendes Element in die normale Entwicklung des die Anlage der heutigen Landschaftsformen geschaffen habenden pliocänen Cyclus ein, indem er viele morphologische Elemente zerstörte, hier allerdings auch einige solche konservierte, auf deren Bedeutung noch zurückzukommen sein wird.

Doch da der Vulkanismus hier lokal auch neue Einzugszüge im Landschaftsbild schuf, welche aus der Entwicklung des Ganzen herauszufallen scheinen, da sie nicht den allgemeinen morphologischen Richtlinien der Albentwicklung folgen, sondern lediglich auf den Einfluß des Vulkanismus zurückzuführen sind und sich auch völlig aus ihm erklären lassen, so seien diese das Gesamtbild verwischenden Einzelelemente vorerst herausgegriffen und zusammengestellt.

Es handelt sich hierbei natürlich vor allem um das Ries. Die anderen vulkanischen Vorkommnisse der Alb sind zu unbedeutend und scheinen die Oberfläche zu wenig beeinflußt zu haben, um großzügig auch morphologisch zur Geltung zu kommen. Auf die geologische Geschichte des Rieses brauche ich hier nicht einzugehen, da diese durch die Arbeiten BRANCA und FRAAS¹⁾ genügend geklärt ist. Nur die Anhaltspunkte

¹⁾ W. BRANCA und FRAAS: Das vulkanische Ries bei Nördlingen. Abh. kgl. preuß. Akad. d. Wissensch. 1901.

über die früheren hydrographischen Verhältnisse des Rieskessels, welche so verschieden bislang gewertet wurden, seien hier zu kurzer Würdigung zusammengefaßt.

Für die morphologische Entwicklung ist vor allem die Tatsache bedeutungsvoll, daß der Rieskessel schon zur Zeit seiner Entstehung in den Nordrand der Albtafel eingesenkt wurde. Dies geht unabweisbar aus der Tatsache hervor, daß die Weißjuraklippen, welche sich am Nordrand des Rieses finden, auf Braunjura und Lias überschoben wurden¹⁾. Die nördliche Begrenzung war daher damals schon Braunjura und Lias. Andererseits aber war unser Gebiet zur Zeit der Eruptionen weitgehend peneplainisiert gewesen. Wir müssen daher annehmen, daß eine scharf ausgesprochene Albwand, wie etwa heute, damals noch nicht bestand. Die morphologische Entwicklung bis zum heutigen Tage wirkte also vornehmlich dahin, den Erosionsrand als steile Wand herauszubilden; nach Süden zurückgewichen ist derselbe seit obermiocäner Zeit aber nur wenig.

Die weitgehende Ausräumung der Landschaft bereits vor der Entstehung des Rieskessels gibt auch KOKEN zu, der bei Besprechung der von ihm s. Z. so abweichend aufgefaßten Klippenzone davon spricht, „daß einzelne Schollen einer schon tief erodierten und denudierten Landschaft in verschiedenen Richtungen gegeneinandergekippt und disloziert sind“²⁾.

Die allgemein anerkannte Tatsache einer bereits primären Öffnung des Rieses nach Norden hin, hatte ohne weiteres allgemein auch die Annahme nach sich gezogen, daß das Ries früher auch nach Norden entwässert wurde. Freilich, über die Art und das Prinzip dieser der heutigen gerade entgegengesetzten Entwässerung herrscht solche Übereinstimmung nicht.

BRANCA und FRAAS gehen nicht näher auf eine Untersuchung des alten Gewässernetzes ein; sie geben nur eine weitgehende Ausräumung der Landschaft nach Norden hin an.

Doch muß betont werden, daß eine solche Entwässerung möglicherweise einem noch älteren Cyclus angehört haben kann; denn sowohl im Westen (Neckar!) wie im Osten (Altmühl) flossen zu jener Zeit die vulkanisch nicht gestörten Flüsse bereits gegen SO, und es ist mir kein Grund bekannt, welcher dazu nötigen würde, einen zur Zeit der Entstehung des Rieskessels nordwärts fließenden Fluß dort anzunehmen, da die

¹⁾ a. a. O. S. 43 und 94 ff.

²⁾ E. KOKEN: Geologische Studien im fränkischen Ries II. Folge. N. Jahrbuch Beilg.-Bd. XV S. 434.

Entwicklung des gesamten bisher untersuchten Gebietes sich als eine überaus einheitliche dargestellt hat.

v. KNEBEL¹⁾ nimmt zu dieser Frage dahingehend Stellung, daß die Überschiebungszone des Rieses im allgemeinen einem heute noch gültigen Relief folgte. Wichtig ist vor allem dabei die Feststellung, daß das heutige große Egertal damals schon angelegt war.

Auch KOKEN nimmt das alte Vorhandensein des Egertales an, wenn er auch seine früher mit KNEBEL übereinstimmende Ansicht, daß die Oberflächengestaltung des quartären Rieses der heutigen ähnlich sei,²⁾ völlig verließ und nunmehr die Ansicht vertritt, daß durch postglaziale Senkungen im Riesessel „die Abflußverhältnisse fast in das Gegenteil verkehrt“³⁾ wurden. „Gewässer, die wie die Eger jetzt von Westen her in das Ries einströmen, hatten ein umgekehrtes Gefälle. Konnte aber das Wasser aus dem Ries in das jetzige Jagsttal fließen, so waren derartige Täler auch die naturgemäße Abzugsstraße der Gletscher, die sich hier gesammelt hatten“⁴⁾.

Aber dies ist eine rein hypothetische Annahme, welche sich auf keine zwingende Beobachtung in der Natur stützen kann. Das Gefälle des Egertales hätte sich dann in genau umgekehrter Weise verhalten, wie das der benachbarten Kocher und Jagst. Auch würde diese Annahme völlig aus dem Rahmen des hydrographischen Gesamtbildes herausfallen; denn es ist eben nichts bekannt, was uns ein nach NW geneigtes Flußbett zu altobermiocäner Zeit anzunehmen gestattet. Vorzüglich dagegen würde sich die alte KOKENSche und v. KNEBELSche Auffassung dem Gesamtbilde einfügen.

Ehe jedoch hierauf einzugehen ist, sei noch GÜMBELS⁵⁾, ebenfalls von den vorhergehenden abweichende Ansicht erwähnt. Er, der in dem Ries ein großes Maar erblickt, wollte das

¹⁾ v. KNEBEL: Die vulkanischen Überschiebungen bei Wemding am Riesrand. Diese Zeitschr. 1903, S. 439. — Beiträge zur Kenntnis der Überschiebungen am vulkan. Ries von Nördlingen. Diese Zeitschr. 1902, S. 56. — Weitere geologische Beobachtungen am vulkanischen Ries von Nördlingen. Diese Zeitschr. 1903, S. 23. — Studien über die vulkanischen Phänomene im Nördlinger Ries. Diese Zeitschr. (bes. S. 38 ff) 1903, S. 236.

²⁾ KOKEN: Ber. üb. d. 31. Versammlg. des oberrhein. geol. Ver. S. 36–42.

³⁾ KOKEN: Geologische Studien im fränkischen Ries. I. Folge. N. Jahrbuch f. Min. usw. Beilg.-Bd. XII. 1899 (bes. S. 271), S. 479.

⁴⁾ a. a. O. S. 498.

⁵⁾ GÜMBEL: Der Riesvulkan. Sitz.-Ber. d. Kgl. bayer. Akad. d. Wissensch. München 1870.

radiale Zusammenströmen der Gewässer nach der ursprünglich tiefsten Stelle desselben bei Klosterzimmern erkennen. Während er aber die jetzige Entwässerung des Kessels als eine jugendliche, durch die Anzapfung der Wörnitz geschaffene anspricht, sucht er die primär aus dem Ries ausgetretenen Wasseradern im Norden und Osten.

Das Ergebnis dieses Umblickes in der Literatur ist also ein recht wenig einheitliches. Nach Norden, Westen, Osten und Süden hat man bereits die primäre Riesentwässerung gerichtet sein lassen. Aber offenbar können doch nicht alle diese Annahmen — wenigstens gleichzeitig — das Richtige getroffen haben, wenn ich von der zweifellos ganz vorübergehenden Entwicklungsphase eines Riesberges absehe.

Es sei vorausgeschickt, daß, wie bereits erwähnt, der Weißjurarand schon durch einen anderen Cyclus bis an die Riesgrenze gerückt worden war. Im obermiocänen Cyclus aber muß nach Analogie mit der Nachbarschaft eine südöstliche Entwässerungsrichtung als normal vorausgesetzt werden. Doch handelt es sich darum festzustellen, ob Spuren einer solchen auch noch im Riesgebiete vorhanden sind, und wie weit sie durch die vulkanischen Erscheinungen gestört, bzw. unterbrochen wurden. Denn zweifellos hatte eine solche Unterbrechung des gewöhnlichen Entwicklungsganges stattgefunden, wie die Bildung eines Sees im Rieskessel beweist.

Möglicherweise war der Aufstau dieses Sees durch rein vulkanische Kräfte erfolgt. Wahrscheinlicher allerdings will es mir scheinen, daß auch der normale morphologische Entwicklungsgang der Landschaft an der Seenbildung mitgewirkt hat; denn wir finden nach Osten hin die großen, nichtvulkanisch beeinflussten Albbuchten in obermiocäner Zeit ebenfalls zu Seen aufgestaut.

Die Entwicklung des Riessees und die am Boden des Rieskessels lang anhaltenden Bodensenkungen, welche nach den noch gelegentlich auftretenden Erdbeben zu schließen, auch wohl heute noch nicht abgeschlossen sind, mußten diesen zu einer lokalen Erosionsbasis für seine nähere Umgebung umbilden, welche, solange der See noch nicht zur Donau entwässert wurde, von der Donaubasis völlig unabhängig war, und auch später nur in bezug auf den Abzugskanal des anzapfenden Flusses unmittelbar von ihr beeinflusst wurde. Mittelbar ging dieser Einfluß, wenn er auch unbedeutend war, freilich weiter, indem durch ihn mit der Höhenlage bzw. Existenz des Seespiegels auch die Höhenlage der lokalen Erosionsbasis mitbestimmt wurde.

Die Entwicklung dieser engbegrenzten, lokalen Erosionsbasis zeigt in lehrreicher, modellartiger Weise die Vorgänge im kleinen, welche die ganze Landschaft im großen betroffen hatten. Freilich geriet das hierbei sich entwickelnde Flußsystem in Kollision mit dem bereits bestehenden normalen Entwässerungsnetz der Umgebung, das zudem schon

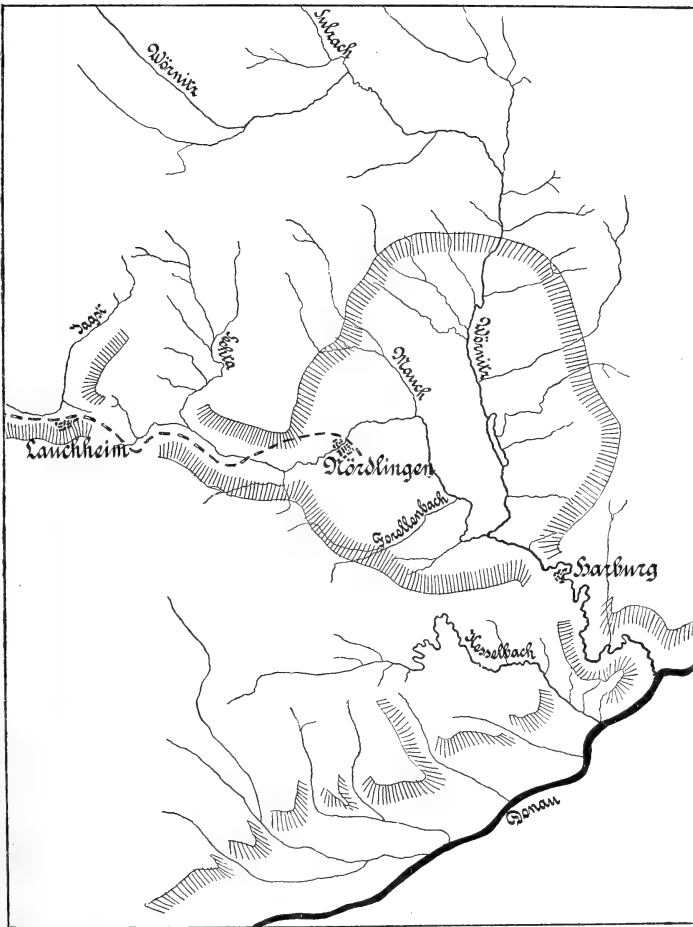


Fig. 17.

Das Flußsystem der Würnitz mit der morphologischen Störungszone des vulkanischen Rieses.

(Nach der Generalstabkarte 1:100000 gezeichnet und verkleinert).

vorher durch die vorübergehende Entwicklung eines Riesberges aus der Ordnung gekommen war. So ergibt sich als Gesamtbild ein scheinbares Durcheinander von Flüssen, das sich jedoch sehr wohl harmonisch nach älteren und jüngeren Gruppen zerlegen läßt.

Das verwischte, ältere Bild der vorvulkanischen Zeit wird sich aber leichter erfassen lassen, wenn zunächst die Wirkungen der jüngeren lokalen Erosionsbasis zusammengefaßt und geordnet werden.

Der entstehende Kessel mußte Anlaß für die Entwicklung radialer Wasserfäden werden, welche von den Wänden des Riesrandes sich zurückschneidend ihr Einzugsgebiet zu vergrößern bestrebt waren. Dabei wurden etwa im Wege stehende zur Donau gerichtete, oder als Nebenflüsse zu Nebenflüssen der Donau orientierte Bäche abgezapft und dem neuen System einverleibt, dessen Jugendlichkeit und geringe Entfernung von seiner Erosionsbasis ihm das Kräfteübergewicht sicherte.

Zahlreiche Beispiele dieser konsequenten Entwässerung lassen sich auf der Karte erkennen. Alle die kleinen Flußtäler, welche vom Kessel radial ausstrahlen, gehören hierher: so z. B. der Rodelbach nördlich von Wemding, der Gänsbach bei Megesheim, der Mühlbach südlich von Öttingen. Eine ganze Zahl von Beispielen läßt auch erkennen, wie die radiale Konsequenzentwässerung südlich gerichtete, ihr fremde Flußstücke abzapfte und sich einverleibte. So lenkte der Rohrbach einen N=S gerichteten Fluß in scharfem Knick bei Polsing in sein Bett und vergrößerte dadurch seinen Oberlauf beträchtlich.

Trotz ihres miocänen Alters aber und trotz der Nähe und Tiefe der Erosionsbasis ist die erosive Gesamtleistung eine relativ geringe, wie die nur schmale Zone in der Umgebung des Rieses zeigt, welche von der Rieserosionsbasis beherrscht wird. Besonders im Süden fällt die geringe konsequente Zerteilung der harten Malmkalke auf, während die Entwicklung der Flüsse der tiefer denudierten nördlichen Teile dem weichen Gestein entsprechend auch weiter fortgeschritten ist.

Die vulkanischen Vorgänge hatten aber das Ries und seine Umgebung in ringförmigen Zonen zerrüttet. Diese Zonen waren für die Gewässer die gegebenen Richtlinien für eine scharf und stark entwickelte subsequente Entfaltung, die besonders im S und W des Rieses auffällt. So mündet die Sechta, lange Zeit dem Riesrand und der dortigen Überschiebungszone der Klippen fast parallel laufend, bei Bopfingen in scharfem Bogen ins Egertal und wird zum Ries hinabgeleitet.

Der Vorrieszone BRANCAS folgen im wesentlichen der gegen Osten hin zusammengefaßte Köhrlesbach und Kesselbach bei Aufhausen, Ammerdingen und Eglingen, die möglicherweise sogar eine Zeitlang durch die Senke zwischen Untermagerbein und Deggingen zum Rieskessel abgeflossen waren, diesem aber dann durch die neubelebte Erosion der Donaubasis mittels des heutigen Kesselbachunterlaufes als damaligen selbständigen Baches wieder geraubt wurden. Auch innerhalb des Rieskessels wird die granitische horstartige Zone BRANCAS durch subsequente Flüsse morphologisch deutlich zum Ausdruck gebracht, die sich an ihren Bruchrand anschmiegen. Dies zeigt vor allem der Forellenbach (Balzheim—Hörnheim—Edernheim). Auch von der Eger aus schneidet sich in dieser Subsequenzzone ein kleiner Bach ein, der jedoch offenbar nur geringe Kraft hat, so daß das Zukunftsbild der morphologischen Entwicklung nicht schwer voraussagen ist: Der Forellenbach wird stets an Raum gewinnend sein Einzugsgebiet mehr und mehr vergrößern, und die sich entwickelnde Talwasserscheide ständig gegen die Eger zu verschieben, bis das gesamte Gefälle des Bachbettes ein inverses geworden ist. Dann aber, wenn die Wasserscheide bis zur Eger vorgedrungen ist, wird diese selbst in ihrer Existenz bedroht sein, angezapft und zum heutigen Forellenbachbett abgelenkt werden.

Die Bildung des gesamten geschilderten Entwässerungssystems war auf jeden Fall durch die im untersten Obermiocän auftretenden vulkanischen Störungen veranlaßt worden, welche vornehmlich in zwei Gruppen zerfallen: Einmal die Überschiebungen, welche vom Rande des vorübergehend sich bildenden Riesberges stattfanden, sodann die Bodenschwankungen des Riesbodens selbst.

Daß letztere jedoch nicht auf die Zeit der Eruptionen beschränkt waren, läßt sich kontrollieren durch das Verhalten der obermiocänen Süßwasserbildungen, welche vielfach verworfen und abgesunken sind, und zwar im Norden mehr als im Süden, wo sie im Durchschnitt auf etwa 500 m, noch ca. 50 m unter dem Niveau der nach Süden sich anschließenden Hochflächen lagern. Nehmen wir jedoch im Geiste die ganzen als lokal verursacht erkannten morphologischen Faktoren aus dem Kartenbilde heraus, so bleiben doch einige markante hydrographische Züge übrig, welche eine andere Erklärung erheischen.

b) Das Eger- und das untere Wörnitztal.

Das Egertal als präexistierender Talzug. — Spuren seiner Fortsetzung nach aufwärts. — Jagstbucht. — Spuren seiner Fortsetzung nach abwärts. — Unteres Wörnitztal und Wörnitzdurchbruch.

Die Überschiebung der „Klippen“, welche zur Zeit ihrer Entstehung wohl noch weitgehend zusammenhängende Wände bildeten, kann sehr wohl eine frühere, normale Entwässerung momentan unterbrochen haben. Nehmen wir an, daß ein Fluß in südöstlicher Richtung die Riesgegend vorher betreten hatte, so könnte er sehr wohl vorübergehend abgelenkt und gegen Osten hin dem Albrand folgend der Altmühl zugeführt worden sein. Insofern könnte vorübergehend GÜMBELS Ansicht einer nördlich bzw. östlich gerichteten Entwässerung zu Recht bestanden haben. Aber zwingende Beweise, daß dem so war, sind mir nicht bekannt.

Die Überschiebungsmassen hatten aber auch einen präexistierenden breiten Talzug benützt und aufgefüllt: das Egertal. So zeigt sich durch dessen Konservierung, bis auf den heutigen Tag, daß tatsächlich schon vor Bestehen des Rieskessels ein normal entwickelter Fluß in südöstlicher Richtung diese Gegend durchströmte. Reste seiner südlichen Fortsetzung werden sogleich noch zu besprechen sein. Da das Egertal also nicht etwa durch die vulkanische Katastrophe erst entstand, sondern schon vorher, also durch die Tätigkeit eines Flusses normal geschaffen wurde, so liegt in seiner großen Breite der beste Anhaltspunkt dafür, daß seine Wasser nicht nach Nordwesten zum Kocher geflossen sein konnten, wie KOKEN das wollte; denn für die Entfaltung eines solchen Flusses fehlte das nötige Rückland, das doch dann nur im SO gesucht werden könnte. Rechts und links treffen wir in großer Nähe südlich gerichtete Ströme; im Süden aber lag unfern die Donau, und vor ihrer Entstehung das Meer.

Das Egertal tritt uns jedenfalls hier als erster fremder Zug vor Augen, der nicht durch die Existenz der lokalen Erosionsbasis des Rieses zu erklären ist. Das Egertal endet nach Westen hin ziemlich abrupt. Sein heutiger Hauptzufluß ist die Sechta, die wir aber schon als jüngeren Subsequenzfluß kennen gelernt haben. Daß sie genetisch nicht eng mit dem Egertal verknüpft ist, zeigt auch die Tatsache, daß die breite Talanlage der Eger noch über ihre Einmündungsstelle hinaus nach Westen in die Alb eingreift, in einer Breite, welche völlig unproportioniert ist zu dem kleinen Bach, welcher das Tal

heute benützt. Plötzlich aber endet das Tal in der Gegend von Aufhausen, und die Bahn geht über einen nur wenig zerteilten Plateaurest hinab zur Albbucht von Lauchheim. Wenn also auch auf kurze Strecke das Tal unterbrochen scheint, so weist doch das Vorhandensein von Buchten in der Albwand, welche, wie bereits ausgeführt, durch Flußerosion entstanden sind, auf das Vorhandensein früherer Flüsse hin. So wäre ja auch die benachbarte Albbucht des Kochers völlig unverständlich, wenn wir nicht wüßten, daß seine Wasser einst nach Süden geflossen wären. So also setzt auch die Albbucht von Lauchheim das Bestehen eines alten Flusses voraus, der etwa da die Alb betrat, wo die breit auseinanderlaufenden Seitenwände der Bucht sich schneiden. Dieser Winkel aber deutet mit seiner Spitze auf das so nahe Egertal.

Heute freilich fließt die Jagst parallel den Schenkeln dieses Winkels. Erst in umgelenkt resequentem Quellstück auf die Alb zufließend, dann in umgekehrt konsequenter Richtung nach Norden hin entfliehend. SCHEU hat bereits nachgewiesen, daß Kocher und Jagst früher gemeinsam durch das jetzige Brenztal nach Süden entführt wurden; diese Betrachtungen aber lassen den Schluß zu, daß noch früher in präobermiocänem Cyclus die Jagst selbständig durch die Alb gegen SO floß und erst später vom Kocher subsequent angezapft wurde, oder auch vielleicht durch die vulkanischen Vorgänge im Ries aus ihrem alten Bett geworfen wurde.

Das Egertal mündet offen und breit in die Senke des Rieses. Es ist naturgemäß notwendig, irgendwo jenseits des gegenüberliegenden Randes des Rieses seine Fortsetzung zu vermuten. Aber da bietet sich nur eine Möglichkeit. Verlängern wir seine Richtung nach SO hin, so treffen wir den südlichen Riesrand nicht weit von der Stelle, wo ein zweiter auffallender, fremder Zug die lokale Riesmorphologie unterbricht: die Durchbruchstelle der Würnitz bei Harburg.

Wir können erhaltene Spuren präobermiocäner Talentwicklung heute im allgemeinen wohl nur noch außerhalb der vulkanischen Störungszone des Rieses erwarten. Der heutige Würnitzdurchbruch ist daher auch jünger als obermiocän, wie KOKEN das will. Er hatte ja seine Ursache erst in obermiocänen Vorgängen, und KOKEN betont auch, daß, wenn die Würnitz im unmittelbaren Anschluß an die vulkanischen Vorgänge schon das Ries entwässert hätte, sich schwerlich in unmittelbarer Nähe des Entwässerungszuges in hoher Lage limnische Tertiärkalke hätten absetzen können¹⁾.

¹⁾ a. a. O. II. S. 447.

Die Durchbruchsstelle bei Harburg liegt aber noch völlig im Bereich vulkanischer Störung. Nach Süden liegt noch die Vorrieszone auf der Alb. Das Tal selbst folgt zunächst noch einer tektonischen Linie, deren Alter allerdings nicht bekannt ist. Aber es erscheint doch wahrscheinlich, sie auf die Rieskatastrophe als Ursache zurückzuführen. Vielleicht wirkte sie auch als Schwächelinie, welche dann dadurch dem Wasser den Weg entlang ihren Wänden wies, und so die Anzapfungs- und Durchbruchsstelle gerade an den Ort ihres Vorhandenseins verlegte.

Aber schon bevor 'man Ebermengen erreicht, ändert das Durchbruchstal seinen Charakter. Es verbreitert sich ziemlich plötzlich, und die Würnitz pendelt den kurzen Rest ihres Laufes, ohne die Talkrümmungen auszufüllen, in viel zu breitem Bett nach Süden.

Die Talkrümmungen aber sind weitgeschwungene Bogen, denen am konkaven Ufer schmale Talsporne entsprechen. Sie unterscheiden sich also in nichts von den bisher beschriebenen alten Zwangsmäandern der andern Albflüsse. Ein solcher liegt oberhalb Ebermengen, ein weiterer unterhalb Würnitzstein, ein dritter oberhalb der Würnitzmündung bei Donauwörth.

Durch diese Verschiedenheiten zerfällt das untere Würnitztal südlich des Rieses in zwei deutliche Abschnitte. Der nördliche trägt noch die Zeichen größerer Jugendlichkeit und läßt infolge vulkanischer Störungen die Reste seiner früheren Geschichte nicht mehr erkennen. Dies ändert sich jedoch, sobald wir mit dem Verlassen der vulkanischen Störungszone den zweiten Flußabschnitt betreten, der völlig analog den anderen alten Albflüssen entwickelt ist. Diese Analogie führt aber unmittelbar zu dem Schluß gleichartiger Geschichte und Entwicklung.

Das Vorhandensein eines vor dem Ries bestehenden Flußlaufes gestattet einige wichtige Rückschlüsse auf das Alter der Cyclen, indem wir durch das nachgewiesene unterobermiocäne Alter der Rieskesselbildung einen neuen, festen zeitlichen Anhaltspunkt gewinnen.

Wir sehen daraus, daß die Albentwässerung durch sehr lange Zeiträume hindurch prinzipiell die gleiche blieb. Haben wir bislang schon die heutige junge Talvertiefung im wesentlichen als das Werk des pliocänen Cyclus hingestellt und die letzte Verebnung der Landschaft als das Werk des im Mittelmiozän beginnenden obermiocänen Cyclus aufgefaßt, so sehen wir hier Reste eines präobermiocänen Cyclus vor uns, der in der Entwicklung seiner Täler kaum von dem folgenden ab-

wich. Denn dieser Cyclus muß präobermiocän sein, wenn eine alt obermiocäne Erscheinung seinen Werdegang störte. Dies aber zeigt wiederum die nur geringen tektonischen Störungen des mittleren Tertiärs, wo ein Cyclus fast ohne Änderung das Netz des folgenden übernehmen konnte. Dieser ältere Cyclus aber war ebenfalls schon weitgehend ausgereift, denn auch seine Flüsse haben im Unterlauf die charakteristischen Schleifen der Zwangsmäander dem folgenden Cyclus vererbt.

c) Das obere Wörnitztal.

Die subsequente Zusammenfassung der Wasser vor dem Riesrand. — Die zwei Tiefen- (Durchbruch)-linien des nördlichen Abrandes.

Abgesehen von diesen Spuren ältester Cyclen, sehen wir noch zwei jüngere Einschnitte der Erosion im nördlichen Riesrand, deren Entstehung nicht auf die lokale Erosionsbasis des Rieses zurückgeführt werden kann.

Dies ist die breite Senke des heutigen Wörnitztals, wo es das Ries betritt, und die zwar nicht so ausgeprägte aber doch unverkennbare Tiefenlinie, welche von Willburgstetten über Fremdingen ins Ries führt, großenteils heute von dem kleinen Mauchfluß benützt wird, und auch der Eisenbahn als Übergang dient.

Da wo die Wörnitz in breitem Tal das Ries betritt, macht dasselbe keineswegs einen jugendlichen Eindruck. Aber Bestimmtes läßt sich hier nicht ermitteln. Erst im nördlichen, ungestörten Vorland fällt die völlige Analogie und der Parallelismus der Talentwicklung mit dem benachbarten Altmühlsystem auf.

Knapp vor dem Eintritt ins Ries macht die Wörnitz bei Wassertrüdingen einen fast rechtwinkligen Knick, mit dem sie in eine dem Albrand parallele, subsequente Richtung umbiegt. Aber unmittelbar westlich vom Hesselberg, bei Wittels-hofen, empfängt sie einen sehr bedeutenden Nebenfluß, dessen Lauf in nordwestlicher Richtung weit in das Vorland hinausgreift. Ganz in ähnlicher Weise wendet sich nun einige Kilometer weiter westlich die Wörnitz selbst nach NW, und hält bis zu ihren Quellen mit dem erstgenannten Nebenflusse annähernd parallelen Lauf. Von der Umbiegungsstelle aus aber führt nun ein Nebenfluß die subsequente Richtung noch eine kurze Strecke nach Westen fort.

Wir haben hier also parallele südöstliche, somit konsequent auf den Albrand zufließende Flußstücke, die offenbar ur-

sprünglich selbständig angelegt, im Laufe der Entwicklung der Landschaft subsequent zusammengefaßt und gemeinsam durch den Albkörper nach Süden entführt wurden. Da die subsequente Zusammenfassung notwendig erst nach der konsequenten Selbständigkeit eintreten kann, dürfen wir annehmen, daß beide parallele Flußläufe erst selbständig das Riesgebiet betraten. Dann also hat die jetzige Salzach den einstigen Wörnitzoberlauf gebildet, während die heutige obere Wörnitz einen heute nicht mehr bestehenden Unterlauf durch die Klippenzone des Rieses hatte. Und in der Tat fällt in der südlichen Verlängerung ihres Oberlaufes von der subsequenten Umbiegungsstelle an die Tiefenlinie auf, welche, wie oben genannt, den Riesrand durchsetzt und zum Teil heute dem Restfluß der Mauch als Bett dient.

d) Das obere Altmühltal.

Seine Geschichte nach SCHWERTSCHLAGER. — Gründe gegen die SCHWERTSCHLAGERSche Ansicht. — Zwangsmäander. — Die Lage der kontinentalen Wasserscheide und deren Deutung. — Fossa Carolina. — Talwasserscheide bei Graben. — Junge Abzapfungen und Flußumkehrungen. — Die Rednitz mit der fränkischen und schwäbischen Rezat als Quellästen. — Anlauter und Schwarzach.

Ein Analogon zum Wörnitztal bildet das der Altmühl. Die Geschichte seines Unterlaufes wurde schon im zweiten Abschnitt im Zusammenhang mit der Entstehung der Donau besprochen. Hier wird also nur noch der Oberlauf in seiner Entwicklung zu verfolgen sein. Dieser ist deshalb von besonderer Wichtigkeit, weil die Altmühl früher in noch viel weitgehendem Maße die ihr nach Norden vorgelagerte Landschaft in ihrem hydrographischen Werdegang bestimmte als heute.

SCHWERTSCHLAGER¹⁾, dessen Arbeit zum Teil schon bei Besprechung des unteren Altmühltales herangezogen wurde, hat sich auch eingehend mit der Morphologie des Altmühloberlaufes (oberhalb Dollnstein) befaßt. Da er jedoch zu Resultaten kommt, welche mit der hier vertretenen Anschauung durchaus nicht in Einklang stehen, müssen hier die sich entgegenstehenden Ansichten zunächst nach ihrer Berechtigung abgewogen werden.

Erst ein Nebensächliches zur Vermeidung von Mißverständnissen. SCHWERTSCHLAGER nennt die Altmühl einen „umgekehrten“ Fluß. Einmal, weil sich ihre Fließgeschwindigkeit von der Quelle zur Mündung stets vergrößert, sodann wegen

¹⁾ SCHWERTSCHLAGER: Altmühl und Altmühlgebirge, Eichstädt 1905.

ihres Durchbruchs durch den Frankenjura. Der Ausdruck „umgekehrt“ aber wird in dieser Arbeit in anderem Sinne gebraucht, wie an zahlreichen Beispielen bereits gezeigt wurde, so bei Kocher, Jagst u. a. In diesem Sinne aber ist gerade die Altmühl kein umgekehrter Fluß.

SCHWERTSCHLAGER führt die Anlage der heutigen Entwässerung bis auf die Kreidezeit zurück. Im Gebiete des Jura erkennt er Rudimente von Flüssen, welche damals hoch über ihrem heutigen Niveau nach Süden flossen:

1. im Altmühltal oberhalb Dollnstein; seine damalige Fortsetzung war das Wellheimer Trockental;

2. im Anlautertal, bestehend aus Brombach und jetziger Anlauter;

3. im Schwarzsachtal mit dem jetzigen Unterlauf von Tal-mässing ab und mehreren Quellbächen, darunter der fränkischen Rezat;

4. im Sulztal.

Dagegen „kann das jetzige Altmühltal zwischen Dollnstein und Kelheim auch in der Anlage noch so wenig existiert haben wie die bayerische Donau, da eine solche Richtung für damalige Verhältnisse ganz unmotiviert war“¹⁾.

„Die Erosion setzte nach den im Eocän beginnenden geotektonischen Veränderungen so mächtig ein, daß im Mittelmiocän das ganze Keupergebiet Mittel- und Oberfrankens nicht bloß bis auf mindestens 500 m herunter abgeschwemmt, denudiert war, sondern auch seinen Hauptabfluß in Rednitz, Pegnitz und Main gegen N und NW erhalten hatte“²⁾.

SCHWERTSCHLAGER setzt weiterhin die Verbiegung der Alb-schichten gegen SO und auch die Bildung der Donauspalte ins Altertär. Im Anschluß an diese Vorgänge entstand erst die Rinne Dollnstein-Kehlheim. Im Jungtertiär aber war durch die hohe Lage des Spiegels des oberbayerischen Süßwasser-sees (mindestens 470 m) die Erosion auf der Alb zum Stillstand gekommen, während die Erosionsbasis mit ihren Abflüssen nach Norden sich dauernd weiter vertiefte und daher den See am Albrand nach Norden entwässerte. Diese Verhältnisse dauerten bis zum Beginn des Diluviums. „Ich stimme also mit THÜRACH ganz überein“ schreibt SCHWERTSCHLAGER, „und verweise auf dessen nähere Beschreibung dieses miocänen Altmühllaufes (den aber THÜRACH selbst nicht als miocän, sondern nur als ältest diluvial anspricht!). Doch muß betont werden, daß es sich nur um eine zeitweilige von mir in ihren

¹⁾ a. a. O. S. 58.

²⁾ a. a. O. S. 59.

SCHWERTSCHLAGER, der die diesbezüglich bestehende Literatur nur wenig berücksichtigt, hierauf nicht ein, gibt aber auch andererseits keinerlei zwingende Gründe für die Notwendigkeit der von ihm vorgenommenen chronologischen Fixierung seiner Cyclen. Daß diese jedenfalls auch anders, und zwar in voller Übereinstimmung mit den Verhältnissen der Nachbarschaft gedeutet werden können, wird nun zu zeigen sein; ebenso auch die Unrichtigkeit der oben gegebenen zeitlichen Zusammenstellung morphologisch ungleichwertiger Elemente, während morphologisch analog sich verhaltende Talstrecken getrennten Entwicklungsstadien zugeschrieben wurden.

Dies gilt besonders für das rekonstruierte Flußsystem der Kreidezeit. Die Ungleichwertigkeit von oberem Altmühltal und Wellheimer Trockental habe ich schon dargetan.

Ganz besonders wenig aber harmoniert die SCHWERTSCHLAGERsche Ansicht über die Mäanderbildung überhaupt und ihrer morphogenetischen Bewertung mit der hier vertretenen Ansicht. Bisher haben wir stets die Zwangsmäander als die Relikte eines vergangenen alternden Cyclus kennen gelernt, Zwangsmäander also als Hinweise auf hohes Alter eines Flusses betrachtet, da sie auf weite Strecken hin nur auf einer weitgehend ausgereiften Peneplain entstehen konnten. SCHWERTSCHLAGER sieht jedoch die Krümmungen der Talwände erst als gleichzeitig angelegt mit der Tieferlegung der Flusses an, indem er als Ursache ihrer Entstehung supponiert, daß der Fluß nicht stark genug strömte, um sich einen geraden Weg zu erzwingen, andererseits aber doch genügend Kraft hatte, um die Gerölle mitzuführen, welche den Talboden ausruben.

Wenn aber ein Fluß sein Bett noch vertieft, so überwiegt die Erosion die Sedimentation. Die Erfahrung lehrt jedoch, daß ein Fluß auf größere Strecken hin nur da mäandriert, wo das umgekehrte Verhältnis obwaltet, wo also das Wasser seine Geröllmassen nicht mehr gänzlich fortbewegen kann und diese sich ihm als Hindernis in den Weg legen, so daß es ihnen auszuweichen gezwungen wird. Diese Vorgänge lassen sich allenthalben in der Natur beobachten, während mir heute Beispiele eines sein Bett in typischen regelmäßigen Mäanderkrümmungen vertiefenden jungen Flusses, der nicht von einer Peneplain übernommen ist, nicht bekannt ist.

Wenn aber in der Entwicklung und Übernahme von Mäandern nicht Altersunterschiede maßgebend sind, warum hat dann z. B. die benachbarte Sulz, von der ja SCHWERTSCHLAGER gleiches Alter wie für die Altmühl voraussetzt, ihr Tal nicht in Zwangsmäander gelegt? Der Gesteinscharakter des Tal-

bodens ist hier wie dort völlig der gleiche. Nach der hier vertretenen Auffassung geschah dies deshalb nicht, weil die Sulz jünger ist als die Altmühl, weil sie somit auf der Hochfläche der tertiären Peneplain noch nicht vorhanden war, also auch nicht übernommen werden konnte. Mit dieser Annahme harmoniert auch ihre vom Altmühl Lauf abweichende N—S Richtung. Diese ist parallel dem von Norden heranstreichenden inneren Rande des fränkischen Jura. Damit aber dokumentiert sich die Sulz als subsequenter und somit jüngerer Fluß gegenüber denen, welche in alter Konsequenzrichtung die Alb durchbrechen.

Damit aber geht das Kreideentwässerungssystem SCHWERTSCHLAGERS in einer Reihe jüngerer Cyclen auf. Daß diese jünger sind als cretazisch konnte gelegentlich dank stratigraphischer Vergleichspunkte gezeigt werden. Ich erinnere nur an den Donauabbruch und das Ries. Es ist mir nirgends bei meinen morphologischen Studien auf der schwäbischen Alb geglückt, Anhaltspunkte über die Entwicklung sicherlich einst vorhanden gewesener cretazischer oder alttertiärer Cyclen zu gewinnen. Sie sind entweder völlig von jüngeren resorbiert worden, oder, was wahrscheinlicher ist, sie fielen bei der tektonischen Indifferenz und stratigraphischen Einheitlichkeit des Gebietes ohne eigene Spuren zu hinterlassen ziemlich genau mit den folgenden jüngeren zusammen. Darauf haben besonders die Verhältnisse des ältesten Neckars sowie die des Rieses schließen lassen. Aber mit dem Mittelmiozän enden auch diese Spuren, und die Supponierung cretazischen Alters für die von SCHWERTSCHLAGER angenommene primäre Entwässerung ist eine rein willkürliche und hypothetische, die in sich selbst anders erklärbar auch ohne jeden Anschluß an die Altersverhältnisse der Nachbargebiete bleibt.

Zu den Annahmen SCHWERTSCHLAGERS über die jüngere Entwicklung der Landschaft wird im folgenden sogleich noch Stellung zu nehmen sein.

Mit dem Austritt der Altmühl aus dem Jura nach Norden gewinnt der Talcharakter zugleich mit der Landschaft ein völlig anderes Gepräge. Die rasche Ausräumung dieser Landschaft, die noch zu zeigende völlige Umstürzung ihres früheren Entwässerungssystems, sowie der petrographische Habitus der Gesteine haben die Erhaltung breiter alter Talzüge ebenso verhindert, wie die einstiger Zwangsmäander. In gestrecktem Lauf greift die Altmühl, wohl befiedert mit seitlichen Nebenflüssen weit gegen NO in das fränkisch-schwäbische Triasbecken vor, in vollkommener Parallelentwicklung zur westlichen Wörnitz.

Die genetische Zusammengehörigkeit dieser beiden Flüsse, ebenso wie ihr abweichendes Verhalten gegenüber ihrer Umgebung fällt um so mehr auf, wenn man die Lage der Wasserscheide verfolgt. Wie im Westen die Wörnitz, Kocher und Jagst in ein neues Abhängigkeitsverhältnis zum Rhein getreten sind, so werden wir dies sogleich auch im Osten der Altmühl von Regnitz und Rednitz sehen.

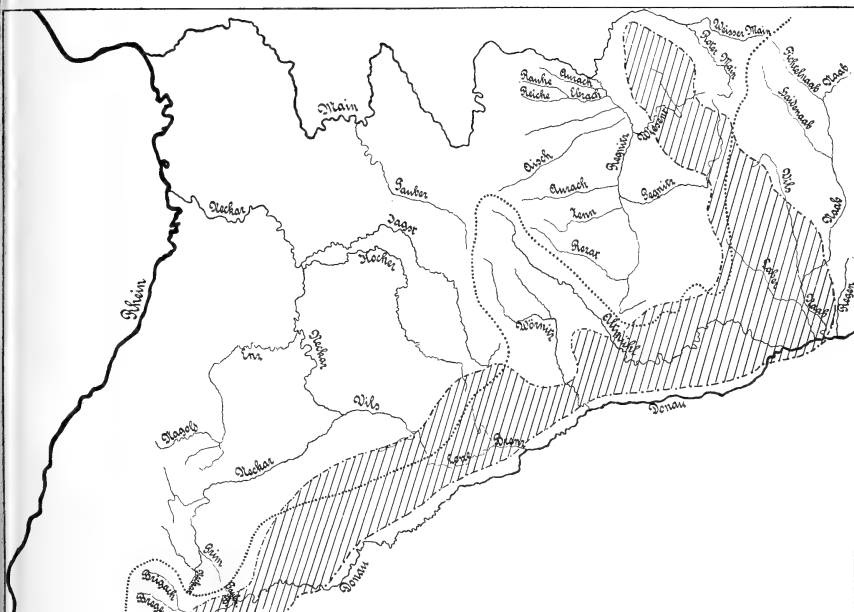


Fig. 19.

Die gegenwärtige Lage der Rhein-Donau Wasserscheide
in Süddeutschland.

(Als punktierte Linie eingetragen).

Betrachtet man, nachdem wir mit der Altmühl an der östlichen Grenze des südlichen Jurazuges angekommen sind, zusammenhängend den Verlauf der Wasserscheide vom westlichen Schwarzwald her, so lassen sich ihre gewiß auffallenden Ausbuchtungen nach den obigen Ausführungen leicht verstehen und einheitlich erklären.

Die Wasserscheide ist dem Erosionsrand der Alb vielfach nicht parallel. Vom Schwarzwald her läuft sie auf kürzestem Wege auf ihn zu. Nur ein schmaler Streifen Landes ver-

knüpft noch die Hydrographie des westlichen Schwarzwaldes mit der der Alb. Dann bleibt auf eine lange Strecke die Wasserscheide an den Fuß der Albwand gebunden, tritt jedoch nach Westen hin allmählich auf die Höhe der Alb vor und erreicht im Brenztal ihren vorgeschobensten Punkt. Aber gerade von hier aus springt sie wieder weit nach Norden zurück und läuft im großen, gegen die Alb hin geöffneten, zungenförmigem Bogen auf das nördliche Keupervorland hinaus. Dieser Bogen umschließt genau die Flußsysteme von Wörnitz und Altmühl. Erst jenseits dieser nähert sich die Wasserscheide wieder rasch dem Albrande und folgt ihm noch ein Stück, ehe sie abermals auf die Alb hinaufzieht im Gebiete des fränkischen Jurazuges, der uns im folgenden Abschnitt beschäftigen wird. Die auffallende Ausbuchtung der Wasserscheide aber liegt gerade an der Grenze jugendlicher Flußumkehrungen. Sie kennzeichnet sich dadurch als der einzige Rest eines früher weitentwickelten Entwässerungssystems, das nach Süden gerichtet, die Alb durchbrach, aber seine Quellen in ihrem nördlichen Vorlande hatte.

Im Westen wurden diese Umkehrungen durch SCHEU erwiesen und im Obigen bereits aufgeführt, für den Osten ergibt sich ihr Vorhandensein in gleicher Deutlichkeit. Es wird noch zu zeigen sein, daß früher auch im fränkischen Jura die Flüsse die Albtafel durchbrachen, daß also auch dort die Donau ständig an Einzugsgebiet verliert. Da wir auch Altmühl und Wörnitz als äußerste letzte Vorposten einer früher weiter verbreiteten Entwässerung kennen gelernt haben, so ist es eo ipso als wahrscheinlich zu bezeichnen, daß auch ihr Einzugsgebiet heute nicht mehr das ursprüngliche ist, sondern im Laufe der morphologischen Entwicklung bereits mehr oder minder stark beschnitten wurde.

Dies zeigt sich tatsächlich auch in schönster Weise an der Altmühl. So hatte man sich immer wieder durch das Vorhandensein der schönen Talwasserscheide bei Graben verleiten lassen, einen Abfluß der Altmühl nach Norden durch dieses alte Tal anzunehmen. Wir werden im Gegenteil sogleich sehen, daß hier ein alter Altmühlnebenfluß einst nach Süden floß. Schon Karl der Große hatte die Eigentümlichkeit der hydrographischen Verhältnisse an dieser Stelle erkannt und bemerkt, daß hier die günstigste Stelle lag, eine für die Schifffahrt brauchbare Verbindung zwischen Rhein und Donau herzustellen. So legte er die Fossa Carolina an, deren Reste noch heute deutlich in der versumpften Talniederung hervortreten.

Die Erscheinungen des Entgegenfließens von Haupt- und Nebenfluß, bzw. von Quellast und Hauptfluß, die sich bisher stets als Zeichen einer jugendlichen Flußumkehr erwiesen haben, bestehen auch hier. Und hierin, in dem Vorhandensein eines zur Altmühl hin eingestellten Flußnetzes, das heute dem Main tributär geworden ist, liegt der Beweis einer in jüngster Zeit noch weit größeren Ausdehnung des Altmühleinzugsgebietes. (Vergl. Fig. 16.)

Die Altmühl tritt in SO-Richtung bei Treuchtlingen in die Alb ein. Nur 12 m höher gelegen geht entlang dem Jura-
rande nach Norden das alte Tal ab, das in nur wenigen hundert Metern Entfernung von der Altmühl heute die Talwasserscheide trägt. Ihm nach Norden über Weißenburg hinaus folgend, stellt sich jedoch bald ein auffallendes Flußknie ein. Die schwäbische Rezat läuft in ihrem Oberlauf dem Schichtstreichen folgend parallel dem Albrande auf Weißenburg zu. Doch bevor sie den Ort erreicht, biegt sie in scharfem coude de capture nach NNO um und verharret dann in dieser Richtung.

Dies ist kein normales Verhalten des Quellstückes und hat ein genaues Analogon in dem Beispiel der oberen Jagst. Offenbar war der alte Fluß einst in dem Bett des Flusses weitergegangen, der, jetzt ihm entgegenfließend, an Weißenburg vorbei, aus der Fossa Carolina kommt.

Die räuberische nach Süden vordringende Rezat hat den Oberlauf dieses älteren Flusses, der einst über die Stelle der heutigen Wasserscheide hinweg nach Süden zur Altmühl ging, abgezapft und in ihre Richtung umgelenkt. Das so enthauptete alte Flußstück konnte sich von diesem Momente an natürlich auch nicht annähernd so rasch vertiefen, wie das schon an sich kräftigere und nun noch durch den geraubten Quellfluß verstärkte obere Rezattal. Daher mußte diese mit ihren Quellen in dem Tal nach Süden vordringen und die Wasserscheide als Talwasserscheide langsam vor sich her schieben.

Heute liegt sie bei Graben; doch ist es nur eine Frage der Zeit, wann sie bis zum Altmühlspiegel selbst zurückgewandert sein wird. Dann wird auch diese angezapft werden, nach Norden dem Main zufließen und das gleiche Bild eines widersinnig gerichteten Nebenflusses der Rezat geben, wie es von anderer Stelle soeben schon beschrieben wurde.

Ganz Ähnliches, wenn auch vielleicht nicht mehr so in die Augen springend gilt für die fränkische Rezat. Auch sie fließt wie die Altmühl im Albvorlande gegen SO. Aber sie durchbricht die Alb nicht mehr. Vielmehr vereinigt sie sich mit der schwäbischen Rezat zum Stamm der Rednitz.

Diese aber läuft nach Norden. Also abermals die widersinnige Richtung des heutigen Quellflusses zur Abflußrichtung des Hauptflusses.

Doch sind bis heute auch wohl noch Reste des alten Unterlaufes der fränkischen Rezat erhalten. Wenn wir nämlich über die Vorlandzone zwischen schwäbischer Rezat und Rednitz einerseits, dem Albsteilrand andererseits hinweggehen, so treffen wir genau in der Verlängerung des Oberlaufes der fränkischen Rezat bei Hausen auf einen spitzwinkligen Einschnitt der Albwände, auf eine Bucht, wie sie auch der Altmühl als Eintrittstor in den Jura dient. Diese aber macht das einstige Vorhandensein eines großen Flusses, welcher sie geschaffen und in ihr die Alb betreten hat, höchst wahrscheinlich. Heute aber birgt sie nur einen relativ kleinen Bach, die Schwarzach, die in breitem, ihrer geringen Wassermasse unproportioniertem Bett die Alb durchströmt und somit nur als Restfluß eines miocän angelegten, der alten Peneplain bereits angehörigen Flusses zu deuten ist, der erst jugendlich durch den seitlichen Einbruch eines kräftigen Räubers zerschnitten und beraubt wurde.

Wie die Schwarzach scheint auch die Anlauer dem früheren Entwässerungssystem bereits angehört zu haben, wenngleich ihre Quellen nie weit auf das Albvorland übergreifen zu haben scheinen, so daß sie vielleicht damals schon als Schwarzachnebenfluß fungierte.

Die Schwarzach selbst aber, welche heute in das untere Altmühltal mündet, war damals noch ein selbständiger Nebenfluß der jugendlichen Donau.

Der Schwarzachoberlauf bietet noch ganz besonderes Interesse im Vergleich zu den geschilderten Verhältnissen an der Altmühl. Der Hauptast der südlich vordringenden jungen Erosionsrichtung liegt in einiger Entfernung vom heutigen Steilrand der Alb, genau wie dies auch weiter im Westen beim Neckar der Fall ist. Es ist die Rednitz, die in ihrem Quellstück den Namen schwäbische Rezat führt. Sie hat die älteren vor der Subsequenzzone des Albrandes gelegenen Flüsse bereits abgezapft und sich einverleibt.

Aber dem Eroberer östlich entrückt, fließt heute noch als ein Relikt der alten Entwässerung der Schwarzachoberlauf nach Süden der Albbucht zu und durch den Jura, wie auch entsprechend der andere Zweig des Schwarzachoberlaufes, die Thalach, dem Buchtrand parallel östlich fließt. Doch wird auch dieses noch nach Süden entwässernde Flußsystem heute durch die von dem Rednitzstamm vordringende Roth bereits

bedroht. Daß sie gegenüber der oberen Schwarzach im Vorteil und im Vergleich mit ihr die stärkere ist, zeigt schon die starke Entwicklung ihrer Nebenflüsse gegenüber den kümmerlichen Zuflüssen der Schwarzach. Daß die Roth dabei Stücke des Schwarzachsystems sich bereits einverleibt hat zeigt sich beispielsweise auch wieder an dem einer ursprünglichen Anlage widersprechenden Entgegenfließen der kleinen Roth zu ihrem Hauptfluß, einer Richtung, welche auf die Weißenburger Bucht und die Altmühlweisend, deutlich den früheren Zusammenhang mit ihrem System durch das Netz jüngerer hydrographischer Entwicklung durchschimmern läßt.

V.

Der Frankenjura und sein Vorland.

a) Das oberfränkische Becken.

Divergente Entwässerungsanlage in Frankenjura und westlichem Vorland. — Störung in der Einheitlichkeit der Flußentfaltung im fränkischen Becken. — Antiklinale. — Die westlichen Regnitznebenflüsse. — Main und Regnitz. — Alte Lage des Albrandes. — Obermiocäne Süßwasserbildungen vor dem Abfluß.

Der Frankenjura zeigt nur wenig Zusammenhang mit der heutigen hydrographischen Entwicklung seines westlichen Vorlandes. Nur drei größere Flüsse führen von ihm hinab zu der Keuperlandschaft und ihr Verhalten harmoniert nur in geringem Grade mit der dortigen Flußanlage. Diese zeigt sich dagegen vollkommen beherrscht von den bereits für die nächste Umgebung des Altmühlflusses dargetanen Tendenzen.

Die Keuperzone erscheint nicht wie die Weißjuratafel der Alb als ein breites Band auf der Karte, sondern als ein Dreieck, dessen Schenkel zur Spitze bei der großen Juraumbiegungsstelle zusammenlaufen, während die Basis als gestreckte Linie, in den Höhen des Steigerwaldes scharf zum Ausdruck gebracht, von SW nach NO zieht, gewissermaßen die Sehne bildend zu dem breiten Jurabogen.

Das markante Bild dieses Gebietes auf der Karte möchte leicht zu Schlüssen über seinen geologischen Aufbau führen, die einer genaueren Nachprüfung doch nicht standhalten können. Wir sind gewohnt, ein derartiges Kartenbild als die Oberflächenprojektion einer durch die Erosion angeschnittenen und abgehobelten Synklinale oder Antiklinale anzusehen. Da hier gegen das Innere des Bogens zu immer ältere Schichten auskeilen, käme wohl nur eine Antikline in Betracht. Diese würde mit ihrer

NW-SO gerichteten Höhenachse sich nach NW hin ziemlich rasch verflachen, nach SO hin aber ziemlich rasch in der Richtung auf Regensburg zu untertauchen.

Eine solche großzügige Aufsattelung ist aber tatsächlich nicht vorhanden. Denn die Messungen des Fallens der Schichten ergaben nicht nur für Schwaben, sondern auch für Franken ein ziemlich gleichmäßiges Einfallen in südöstlicher Richtung, solange man nicht die Störungszone am Rande des Fichtelgebirges betritt. Auch morphologisch kommt nirgends eine solche Aufwölbung zum Ausdruck, während SCHEU gerade aus dem Vorhandensein einer solchen in kleinem Maßstab die eigentümlichen Bögen der Schichtrandflüsse Kocher und Jagst erklären konnte. Ganz andere Anordnung zeigen hier die Flüsse der Keuperlandschaft.

Diese Verhältnisse aber zeigen, daß die jetzigen Schichtausstriche unseres Gebietes nicht primärer Anlage sind. Die Ansräumung der Keuperlandschaft war, wie die Lage der obermiocänen Sedimente beweist, damals schon weitgehend vollendet. In welcher Richtung die alte Entwässerung, welche dies bewirkt hatte, gearbeitet hatte, wissen wir nicht sicher. Wahrscheinlich war sie, wie wir dies bei der Altmühl heute noch erhalten sehen, nach Süden gerichtet, vielleicht aber war sie auch das Werk einer noch älteren westlich gerichteten Drainierung. Keinesfalls aber war sie wie heute nach Norden gerichtet. Dagegen spricht schon die Form der Keuperlandschaft, die sich als ein Keil mit nordwärts gerichteter Spitze darstellt, während seine breite Basis Anlehnung an die Albmauer im Süden nimmt. Die Zuspitzung dieses Keiles nach Norden aber dürfte wohl der Ausdruck einer geringeren Erosionsleistung und damit auch größeren Jugendlichkeit der Gewässer in dieser Richtung sein. Tatsächlich ist ja auch heute noch der letzte Rest einer einst weiter entwickelten südlichen Entwässerung in der Altmühl noch konserviert.

Die Züge der älteren Erosionscyclen verwischen sich rasch in der Keuperlandschaft. Dies zeigte sich klar an dem Verhalten der Altmühl, deren Zwangsmäander endeten, sobald sie nach Norden hin aus der Albtafel austrat. Ihr Flußlauf ist aber trotz des veränderten Äußeren ein völlig einheitlicher und auch ihr Oberlauf ist, trotzdem er die Spuren einstiger Senilität nicht mehr trägt, aus dem älteren Cyclus übernommen. Dies läßt sich ja am einfachsten durch das Bestehen der jetzigen Altmühl als heute fremdartiges Relikt inmitten einer anders entwickelten jugendlichen Entwässerung erweisen.

Aus den heute noch vorhandenen Zügen der Entwässerung

des Vorlandes wird man daher kaum auf das Verhalten älterer Cyclen schließen dürfen. Hierfür aber geben sowohl die Albüberdeckung, wie auch die wenigen Albbuchten im Westrande des fränkischen Jura einen Hinweis. Wir müssen notwendig zu irgendeiner Zeit eine westlich gerichtete Erosion annehmen. Sei es nun, daß früher das Fichtelgebirge und der Böhmerwald sich aus ihrer Umgebung heraushoben, oder sei es, daß die Triaslandschaft zwischen den Mittelgebirgshorsten versank, jedenfalls fordern dann die nach Westen hin sich abstufoenden Staffeln der Bruchschollen die Entwicklung einer konsequenten Entwässerung, welche in westlicher, bis südwestlicher Richtung vom Fichtelgebirge her über die Albtafel zu ihrem westlichen Vorland hin erfolgte. Denn der heute getrennte Konnex zwischen Alb und Urgebirge bestand früher, wenigstens am Fichtelgebirge in weitgehender Weise, und seine Trennung durch eine eingeschaltete Subsequenzzone ist erst eine sehr jugendliche, wie noch zu zeigen sein wird.

Aber auch die relativ jugendliche Entwässerungsanlage des westlichen Albvorlandes ist keine ganz einheitliche mehr und erschwert daher ihr Verständnis. Wir haben gesehen, daß die südlichsten Teile der Keuperlandschaft noch heute nach Süden entwässern, und daß die nördlich sich anschließende Zone deutlich in ihrer Anlage nach Süden zu orientiert ist und unverkennbare Spuren einer jugendlichen Umkehr zur Schau trägt. Genau analoge Verhältnisse treten uns ganz im Norden der Landschaft, südlich des Mains wiederum entgegen, wie sogleich noch an Einzelbeispielen ausgeführt werden wird, aber in einer Mittelzone treten andere Verhältnisse auf. Da scheinen die großen Flüsse normal zur heute nach Norden entwässernden Regnitz angelegt, indem sie ihr in spitzem Winkel gleichgerichtet zuströmen. Da aber offenbar die gesamte Entwässerung zeitlich dem gleichen Cyclus angehört, muß hier eine lokale Störung in die Gesamtentwicklung eingegriffen haben.

Wenn nun auch eine große Gesamtaufsa-ttelung des Juras, wie oben angedeutet, nicht besteht, so wird man doch zur Deutung der genannten Störung eine junge, lokale Aufwölbung der Schichten annehmen müssen; die erste Anregung, die Störung des Flußnetzes auf diese Weise einheitlich zu erklären, verdanke ich vor allem einer Besprechung des Problems mit Herrn KROLLPFEIFFER¹⁾. Stratigraphisch ist eine solche Aufsa-ttelung

¹⁾ Der Vollständigkeit halber muß ich anfügen, daß auch Herr HERMANN bei dieser Besprechung zugegen war und mit den von Herrn KROLLPFEIFFER ausgesprochenen Ansichten völlig übereinstimmte. Ich hätte dies allerdings vergessen besonders anzuführen, wenn nicht die

zwar bis heute weder untersucht noch nachgewiesen, aber die morphologischen Verhältnisse machen ihre Annahme notwendig. Richtung und Lage ihrer Längsachse fällt mit dem Rezatlauf annähernd zusammen. Von dieser Achse aber fließen nach beiden Seiten divergierend die Flüsse in spitzem Winkel ab, ohne Berücksichtigung der bestehenden Entwässerung: Dies zeigt sich ebensowohl im Süden an der Altmühl und Wörnitz, wie im

im Anschluß an meinen Vortrag verfaßte und noch vor meiner Arbeit erschienene Kritik derselben (diese Zeitschr., Monatsber. 6. 1911), in der Herr HERMANN dieses Faktum ja ganz besonders betont, mich dazu veranlassen würde. Denn seine Worte lassen sich fast so deuten, als ob ich mit dieser Versäumnis mich einer bewußten Prioritätsverletzung schuldig gemacht haben würde.

Demgegenüber möchte ich aber zur Klarstellung doch bemerken, daß ich Herrn Kollegen HERMANN bereits vor dieser Besprechung mehrfach gebeten hatte, mir doch mündlich die wichtigsten Umrisse der morphologischen Ergebnisse seiner mehrjährigen Studien im Frankenjura mitzuteilen, oder mir sein diesbezügliches Manuskript zur Einsicht zur Verfügung zu stellen, damit ich mich bei meinen Ausführungen, denen im Gegensatz zu HERMANN'S Studien gerade in dem Gebiete des fränkischen Jura keine Einzelbegehungen im Felde, sondern neben nur wenigen großzügig unternommenen Touren vornehmlich sorgfältiges Literatur- und Kartenstudium zugrunde liegt, auf ihn berufen könne. Diese Bitte wurde jedoch stets höflich abgelehnt. Da mir nun aber auch im Druck nichts über morphologische Ergebnisse des Herrn Kollegen vorliegt, konnte ich unmöglich ahnen, welches Bild der geomorphologischen Geschichte Frankens Herr HERMANN sich gebildet hatte. Doch freut es mich, daß es in vielen Grundzügen doch mit der von mir vertretenen Auffassung sich zu decken scheint, wenn auch unsere Ansichten über manche Einzelheiten auseinandergehen.

Die Anregung zu dem Gedanken aber, an den ich diese Bemerkung knüpfte, verdanke ich jedenfalls Herrn KROLLFFEIFFER, wie ich das auch im Texte ausgesprochen habe. Zudem äußerte mir auch Herr KROLLFFEIFFER selbst mündlich seine Zustimmung zu meiner Auffassung und sein Erstaunen über Herrn HERMANN'S Worte. Ich kann also mit Befriedigung feststellen, daß mir nichts ferner lag, als die Absicht, dem geehrten Herrn Kollegen Resultate vorwegnehmen zu wollen. Diese Feststellung aber hielt ich gegenüber dem einer möglichen Mißdeutung wohl zugänglichen Wortlaut in der Schrift meines Herrn Kollegen um so notwendiger, als es mir persönlich sehr fern liegt, irgendwelche kleinliche Prioritätsansprüche zu erheben, da ich in solchen stets nur den Ausfluß persönlichen Ehrgeizes sehe, der für die Sache selbst völlig belanglos ist.

Ob es übrigens nicht überhaupt besser gewesen wäre, wenn Herr HERMANN mit der in der Diskussion im Monatsber. 6 ausgesprochenen Kritik meiner Arbeit bis nach deren Erscheinen gewartet hätte? Da das Gebiet der hier gegebenen Untersuchungen einen so großen Raum bedeckt, um in wenig Seiten einigermaßen übersichtlich behandelt zu werden, hatte ich das Manuskript absichtlich nicht für die Monatsberichte bestimmt, sondern für die Abhandlungen zurückgestellt, wo mir mehr Raum zur Verfügung stand. Ebenso wenig wie schriftlich konnte ich aber auch mündlich in der kurzen mir zum Vortrag zur Verfügung stehenden Zeit über den Rahmen einer groß-

Norden etwa an der Aisch u. a., welche das ältere Flußsystem zu kreuzen scheinen. Daraus aber ergibt sich mit Notwendigkeit die große Jugendlichkeit der Aufsattelung, welche störend in die jungtertiäre Entwässerung eingriff, also jünger als diese ist, ebenso aber auch ihre nur lokale Bedeutung, weil sie nur einen geringen Teil der alten Entwässerung beeinflussen konnte.

Betrachten wir nun die westlichen Nebenflüsse der Regnitz, welche allein für diese Verhältnisse maßgebend sind, so haben wir, im Süden beginnend, zunächst schon die Anzapfung und Umlenkung der fränkischen Rezat durch die Rednitz gesehen. Die Rezat aber fließt, im ganzen parallel zur Altmühl, nach SO. (Vergl. Fig. 18.)

Die nach Norden sich anschließenden Flüsse aber, der Bibertbach und vor allem die Aiselt fließen in spitzem Winkel zu dieser Richtung, sie haben reine WO, sogar etwas gegen NO zu abweichende Laufrichtungen.

Der Bibertbachoberlauf¹⁾ hat eine gänzlich vom Unterlauf abweichende Richtung und ist der Rezat parallel. Ebenso mehrere kleine unter sich parallele Bäche, welche von dem querstreichenden kurzen Stück des Haselbaches zusammengefaßt und dem Bibertbach zugeführt werden. Von rechts empfängt dieser sonst fast keine Nebenflüsse; von den wenigen aber hat der einzige größere eine dem Hauptfluß deutlich entgegenstehende Richtung und erscheint dadurch als umgekehrter Fluß. Diese Annahme findet eine Stütze darin, daß seine Quelle heute nur durch eine flache Wasserscheide vom Schwabachursprung getrennt ist, die, entgegengesetzt fließend, parallel mit dem oberen Bibertbach und in der genauen Verlängerung von dessen unbeeinflusstem Oberlauf nach OSO strömt.

Wenn auch diese Verhältnisse nicht beweisend für die dargelegte Auffassung sind, da die direkten handgreiflichen Zusammenhänge größtenteils bereits zerstört sind, so können sie doch jedenfalls als Symptome für eine jugendliche Störung eines älteren Flußsystems gelten, das im Begriffe ist, sich neuen Abdachungsverhältnissen anzupassen, und durch Analogie als Stütze

zügigen Skizzierung des hier Ausgeführten hinausgehen. Ich konnte daher weder alle Details meiner Untersuchungen geben, noch auch diese stets mit den jeweiligen Literaturangaben versehen. Dies ist doch Sache der Ausführung. Hätte Herr Kollege HERMANN dies aber bedacht, so wäre seine schriftliche Entgegnung im Anschluß an meinen Vortrag zum Teil wohl von selbst unterblieben, zum Teil aber werde ich noch Gelegenheit haben zu den gerügten Stellen in kurzen Anmerkungen — da das Manuskript bereits abgeschlossen ist — Stellung zu nehmen.

¹⁾ Blätter Ansbach (562) und Nürnberg (563). Karte des Deutschen Reiches 1 : 100 000.

dienen für die ähnlichen, aber wesentlich klareren Verhältnisse bei der nach Norden sich anschließenden Aisch, dem größten der jugendlich die ältere Entwässerung zerstörenden Flüsse¹⁾.

Wie beim Bibertbach sind ihre unter sich vielfach parallelen und im allgemeinen gegen SO gerichteten linken Nebenflüsse stark und zahlreich entwickelt, und strömen dem Hauptfluß in spitzem Winkel zu. Anders die rechten. Sie sind gering an Zahl und schlecht entwickelt. Zumeist strömen sie dem Hauptstrom in stumpfem Winkel zu. Die Einseitigkeit der

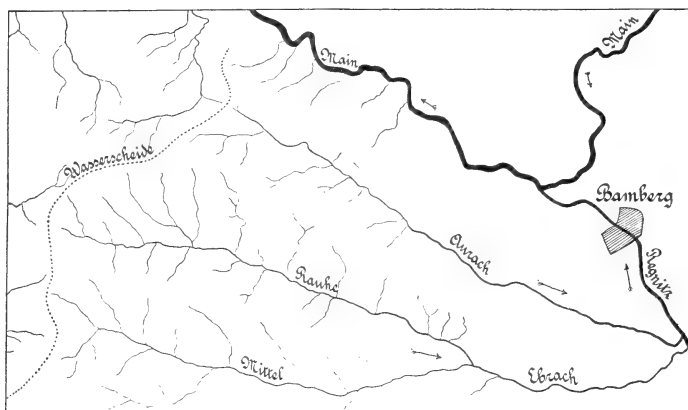


Fig. 20.

Karte des Flußgebietes westlich von Bamberg zur Veranschaulichung des Entgegenfließens von Main und Aurach.

(Nach der Generalstabskarte 1:100 000 gezeichnet und verkleinert.)

Entwicklung des Flußsystems tritt dadurch in markanter Weise hervor und läßt sich nur durch das raubende Vordringen eines Hauptstammes erklären, welcher die Oberläufe der älteren seine Richtung kreuzenden Flüsse sich einverleibte, während die alten Unterläufe, ihres Wassers beraubt, verkümmerten, und nur noch kleine rückläufige Bäche ihren Betten erhalten konnten. Das wie bereits erwähnt zur Konservierung alter Talzüge wenig geeignete Gestein hat allerdings die ursprünglichen Zusammenhänge dieser heute umgekehrten Bäche mit den auf dem gegenüberliegenden Hang entspringenden zerstört; dennoch ist es in die Augen springend, daß fast jeder derselben in der Richtung seines Talzuges am gegenüberliegenden Hang, von dem er nur durch eine flache Höhe, welche die Wasserscheide trägt, ge-

¹⁾ Blatt Windsheim (548). Karte des Deutschen Reiches 1 : 100 000

trennt ist, ein Pendant in einem südöstlich fließenden Quellbach findet.

Die einheitliche Beeinflussung der Flüsse durch die junge Störung kommt weiter nach Norden hin im Bereich der Reichen Ebrach rasch zum Ausklingen und läßt die in ihrem Bereich verwischte alte Entwässerungsanlage wieder zutage treten. In typischer Entwicklung, mit südöstlich gerichtetem Lauf, und beiderseitig reich mit normal entwickelten Nebenflüssen befiedert, folgen nach Norden hin die Rauhe Ebrach und die Aurach¹⁾.

Ganz besonders Interesse verdient die Aurach wegen ihrer Lagebeziehungen zum nahen Main. Nur eine Strecke von etwa 5 km in der Luftlinie trennt die beiden Flüsse, deren Täler sich vollkommen parallel erstrecken, und doch fließen ihre Gewässer in einander genau entgegengesetzter Richtung. Dies kann unmöglich das Bild einer jugendlichen Landschaft sein, welche keine ererbten Züge zu übernehmen hatte.

Da wir aber in der Aurach einen der nördlichsten und damit basisfernten und jüngsten Sprossen des einstigen Donausystems kennen gelernt haben, so haben wir in der Mainrichtung das Resultat eines noch jüngeren Cyclus, in bezug auf welchen die umgelenkte Aurach, als der neuen Erosionsbasis am nächsten gelegen, natürlich einen der ältesten Äste darstellt. Die Analogie der Verhältnisse hier und in Schwaben ist auffallend. Beidemale gibt ein weitgehend ausgereifter jungtertiärer Cyclus die alte Basis, auf der sich ein anders geartetes neues Entwässerungsnetz anlegt. Dieses scheint gleich jugendlich im Osten und im Westen. War es daher dort mitteldiluvial, so darf es auch hier als gleichen Alters angenommen werden. Den strikten Beweis hierfür würden allerdings erst paläontologische Befunde liefern können, welche aber bis heute meines Wissens noch nicht erbracht sind. Immerhin läßt die Gleichartigkeit der Entwicklung bereits mit großer Wahrscheinlichkeit auf gleiches Alter schließen, und diese Annahme wird zur Sicherheit, wenn man zugeben will, daß nur die Tieferlegung der Rheinerosionsbasis diese regionalen Beeinflussungen des Gewässernetzes hinreichend und restlos (vergl. Fig. 19) erklären kann, nicht aber lokale, tektonische Störungen, welche im Gegenteil, wie eben gezeigt wurde, gelegentlich gerade die großen einheitlichen Züge der Entwicklung unterbrechen und verwischen können.

Die Morphologie des Rheintales selbst paßt vorzüglich in den Rahmen dieser Entwicklung. Ich verweise auf die vor-

¹⁾ Blatt Gerolzhofen (531). Karte des Deutschen Reiches 1:100 000.

zügliche Darstellung des Blockdiagrammes von DAVIS¹⁾, wo der in die jungtertiäre Peneplain tief eingesenkte Trog des Rheintales vorzüglich zum Ausdruck kommt, an dessen breitem Muldentiefsten der heutige Fluß sich mit V-förmigen Querschnitt tief einschneidet.

Der vordringende Main, dessen Tal in seinen verschiedenartigen Windungen wohl zum Teil sicher sehr alter Anlage und differenter Entwicklung sowie aus morphologisch ungleichwertigen Strecken zusammengesetzt ist, drang auf doppeltem Wege in das alte der Donau tributäre System ein: Einmal, indem er in seinem Oberlauf die Alb durchbrach, bzw. nach Norden umging, und dann scharf nach SO vordringend, durch Entwicklung einer starken Subsequenzzone die Alb vom Fichtelgebirge trennte. Zum Teil mag diese Subsequenz auch bereits bestanden haben, da von Süden her ebenfalls die Gewässer im Osten der Albtafel zwischen ihr und dem Urgebirgssockel vordrangen. Heute liegt der Kampf um die Wasserscheide zwischen Donau und Main mitten in dieser Senke, und die Donau verliert offenbar an Einzugsgebiet, wie noch zu zeigen sein wird. Aber trotzdem ist hier im äußersten Osten die Rheinerosion noch am wenigsten weit vorgedrungen. Die in Schwaben im allgemeinen ost-westlich gerichtete kontinentale Wasserscheide biegt daher jenseits der Altmühl, wie der Jurazug selbst, scharf nach N hin um, kreuzt den Jura und läuft dann die Gehänge des Fichtelgebirges hinauf. Diese Verhältnisse sind völlig analog zu denen im äußersten Westen unseres Gebietes, das ebenfalls noch nicht völlig dem Rhein tributär wurde, und sie korrespondieren auch mit der Ausbuchtung der kontinentalen Wasserscheide in dem dritten, der neuen Erosionsbasis wenig zugänglichen bzw. von ihr weit entlegenen Gebiete im Bereich der Wörnitz und Altmühl.

Der zweite vom Main aus vordringende Fluß war die Regnitz. Ihre Lage ist eine zu auffällige, um eine zufällige sein zu können. Wir haben sie als einen heute umgekehrten, noch jetzt erobierungslustigen und die Altmühl bedrohenden, ursprünglich mit nach Süden gerichtetem Gefälle angelegten Fluß gedeutet. Wo zur Zeit ihrer stärksten Entfaltung die Nordgrenze ihres Einzugsgebietes lag, wissen wir nicht; es ist aber sehr wohl möglich, daß sie noch über den Main hinausgriff, dessen Laufstücke zwischen Hallstadt-Lichtenfels und Hallstadt-Hassfurt dann als spitzwinklig normal einmündende Zweige eines einstigen Regnitzhauptstammes zu deuten wären. Dafür spräche

¹⁾ DAVIS: Physical Geography.

auch die Wahrscheinlichkeit, daß das heute die Alb im Norden umgehende Maintal einst ein Durchbruchstal durch den Jura war; auf das Verhalten der Albdurchbruchstäler aber wird noch zurückzukommen sein. In ihrer Lage ist sie bei ihrer Entstehung offenbar von dem ihr parallelen Albrand beeinflusst worden. Sie dokumentiert sich damit, ganz entsprechend dem Neckaroberlauf im Westen, als typischer Subsequenzfluß. Ihre Anlage fällt somit mindestens in den pliocänen Cyclus. Dies erklärt auch ihr Verhalten zum heutigen Albrand. Es ist immerhin auffallend, daß die Hauptsubsequenz sich mit großer Konstanz in recht erheblicher Entfernung vom Albrand erhalten kann; denn angelegt wurde sie in größerer Nähe des Albrandes.

Dieser muß damals mit seinen Vorstufen sogar bis nahezu an die Ufer der Regnitz gereicht haben. Die Weißjurasteilstufe kann und wird deshalb doch noch einen gewissen Abstand vom heutigen Regnitzufer gehabt haben müssen, weil auch ihre Vorstufen Raum zum Aufbau gehabt haben müssen. Wo die Wand der Weißjurakalke lag, läßt sich jedoch hieraus nicht bestimmen, da allem Anschein nach die verschiedenen Schichten nicht gleich schnell zurückwandern, sondern je nach der Stärke der erosiven Tätigkeit bald einen breiteren Vorlandsaum entstehen lassen können, bald die Schichtausstriche auf engeren Raum zusammendrängen. Das Tempo des Zurückweichens der Albwand ist aber nur abhängig von dem Tempo des Zurückweichens der weichsten Schicht ihrer unmittelbaren Unterlage, da erst deren Unterspülung der Albmauer den Untergrund entzieht und sie zum Abbröckeln bringt.

Die Tatsache der präobermiocänen weitgehenden Ausräumung der Keuperlandschaft durch einen uns in seinen Einzelzügen noch unbekannten älteren Cyclus wird nämlich nicht nur durch das erwähnte Verhalten der Riesgegend erwiesen, sondern auch weiter östlich und nördlich finden sich obermiocäne Süßwasserablagerungen. Diese aber schmiegen sich durchaus nicht an den heutigen Albrand an, sondern sind im wesentlichen an die Regnitz als östliche Grenze ihres Vorkommens gebunden. Sie treten daher fast ausschließlich in deren unmittelbarer Nähe oder westlich derselben auf, so bei Bubenheim, Ellingen, Pleinfeld, Georgensgmünd, Rittersbach u. a. a. O. in zahlreichen kleinen, aber wenig verbreiteten Vorkommnissen. Die Sande und Geröllmassen bei Weißenburg aber, welche sich als hohe Terrasse von der Umgebung abheben und bis in die Umgebung von Ellingen aushalten, sind bis jetzt von nicht näher bestimm- barem Alter und können ebensowohl bzw. mit viel mehr Wahr-

scheinlichkeit als quartär angesprochen werden wie als tertiär. Auch GÜMBEL¹⁾ hat sie als quartär kartiert, und als die Alluvionen eines starken aus der Alb hervorbrechenden (also nördlich gerichteten!) alten Flusses (wohl der alten Altmühl) angesprochen. Diese letztere Erklärung allerdings dürfte sich mit dem oben angeführten nicht in Einklang bringen lassen.

Die Beschränkung der Süßwasserbildungen, die uns heute noch, vielfach direkt auf Keuper auflagernd, als kümmerliche Erosionsrelikte früher viel verbreiteter und wohl auch vielfach zusammenhängender Ablagerungen entgegentreten, auf einen gewissen Abstand vom heutigen Albfuß legt allein schon den Gedanken nahe, daß der Albfuß zur Zeit ihrer Ablagerung bis ungefähr an ihre östliche Verbreitungsgrenze reichte. Dies wird weiter bestätigt durch die Natur der Ablagerungen selbst, welche als Seenbildungen aufzufassen sind.

Seen aber bilden stets nur ein vorübergehendes Element in der Entwicklung einer Landschaft. In dem einheitlich südlich entwickelten Entwässerungssystem der Obermiocänzeit aber werden sich Seen am Albrande nur als Stauseen erklären lassen, sei es daß leichte Störungen Niveaudifferenzen schufen, welche die Erosion nicht sofort beseitigen konnte, oder sei es, daß, wie mir für diese Fälle am wahrscheinlichsten scheint, die Erosion im Oberlauf der Flüsse raschere Fortschritte machte, als in dem härteren Gestein des daher weniger erosiven Unterlaufes.

Jedenfalls läßt sich hier eine vorübergehende Störung des normalen Fortschreitens der Erosion erkennen. Dies aber scheint mir die Möglichkeit an die Hand zu geben, das Entstehen einer so einheitlichen im gleichen Abstand vom Jurarand sich haltenden subsequenten Entwässerung aus ihr zu erklären; denn während dieser Ruhepause erosiver Tätigkeit konnten die damaligen Albrandflüsse ihre Lage fixieren, in der sie die neu eintretende Erosionsverstärkung nicht stören, sondern, da sie völlig gleiche Richtungstendenzen hatte, nur verstärken konnte. Die Anlage des Regnitzlaufes in einer besonders begünstigten Zone ist ja in die Augen springend. Diese Begünstigung muß in dem tektonisch so ruhigen Gebiet vornehmlich auf einem Wechsel harter und weicher Gesteinsschichtköpfe beruhen, wie er ja im Keuper häufig auftritt. Trotzdem aber ist die Regnitz keineswegs an den Ausstrich einer und derselben Schicht in ihrem geraden Lauf gebunden. So fließt sie erst am Rande des Rätts, dann aber im Burgsandstein und endlich im Blasen-

¹⁾ GÜMBEL: a. a. O. S. 252.

sandstein. Ein ganz entsprechendes Bild bietet übrigens auch der westliche Teil unseres Gebietes, denn dort wiederholen sich am oberen Neckar die gleichen Verhältnisse.

b) Der westliche Frankenjura.

α) Albbuchten.

Die morphogenetische Bedeutung der Albbuchten. — Pegnitzbucht. — Wiesentbucht. — Mainbucht.

Es wurde bereits gezeigt, daß das Keupervorland im Westen der Regnitz Spuren miocäner und älterer Cyclen nicht erhalten hat. Noch weniger kann dies im Osten derselben zu erwarten sein. Und doch hat der Rand der Juratafel Anzeichen einer den bisherigen Cyclen fremden Entwässerungsrichtung konserviert.

Es wurde auch schon bei der Betrachtung der schwäbischen Alb auf die Bedeutung der Albbuchten als Anhaltspunkt für die Existenz früherer Flußläufe hingewiesen. Albbuchten entstehen noch heute als Werk der Erosion, und der stark zerstückelte Albrand zeigt hierfür zahlreiche Beispiele. Die Buchten sind stets spitzwinklig in die Albwand einschneidende Kerben; ihre Wände laufen gegen den Punkt hin zusammen, an dem der Fluß die Alb betritt oder verläßt; denn offenbar ist die Richtung des fließenden Wassers hierbei ohne Belang. Die Bucht entsteht ja nicht als Funktion dieser sondern als mechanisches Äquivalent der erosiven Kraft des Wassers. Das Vorhandensein des Flusses beschleunigt also durch seine eigene Wassermasse das Zurückweichen der Albmauer lokal. Er wird dann darin unterstützt durch die ihm zueilenden Rinnsale von den Seitenwänden her. So muß der Fluß an seiner Eintrittsstelle die Wand am raschesten zerschneiden und zurückrücken, während sein Einfluß nach den Seiten hin mehr oder minder rasch ausklingt. Bei horizontaler, ungestörter Lagerung der Schichten und gleichbleibendem Gesteinscharakter werden die Buchtwände völlig symmetrisch entwickelt sein, und der Fluß gewissermaßen die Winkelhalbierende des Winkels sein, in dem er in die Alb einschneidet. — So bietet sich — bei eventuellen Störungen des Schichtbaues unter Berücksichtigung dieser — die Möglichkeit, aus dem Vorhandensein und der Richtung der Albbuchten gewisse Schlüsse über die Richtung der Flüsse, welche sie geschaffen haben, zu ziehen. Allerdings ist zu der sich hieraus ergebenden Richtung die entgegengesetzte an sich ebensowohl möglich.

Es ist nicht zu erwarten, daß mit dem Moment, wo eine

Albbucht ihren Fluß verliert, diese nunmehr wieder der Zerstörung anheimfällt. Denn es hört ja damit nur der solange geleistete Überschuß an Erosion auf. Die Albbucht wird daher von diesem Momente an im wesentlichen wieder im gleichen Tempo zurückweichen, wie die gesamte Albwand. Die sich hieraus ergebende Konservierung einmal gebildeter Albbuchten durch lange Zeiträume kommt auch am inneren Jurarande mehrfach zum Ausdruck.

So ist die Albbucht der Altmühl noch heute von ihrem Strome durchflossen. Die Albbucht der altdiluvialen südlich strömenden Kocher-Jagst ist, trotzdem ihr Strom sie in mitteldiluvialer Zeit verließ, ebenso deutlich erhalten. Doch ist hier auch das Tal noch scharf umrissen, das einst den Fluß nach Süden führte. Die Albbucht der älteren Jagst-Eger ist ebenfalls noch unverkennbar deutlich in die Albwand eingeschnitten, obwohl das zu ihr gehörige Tal heute nicht mehr allenthalben, sondern nur noch in einzelnen Resten erhalten ist. Seine Zerstörung fällt ja auch schon an die untere Grenze des Obermiocäns.

Ganz entsprechend finden sich auch im fränkischen Jura- rand einzelne Buchten eingeschnitten, die zwar heute noch von Flüssen benützt werden, diese weisen jedoch in ihrem Ober- und Unterlauf völlig andere Verhältnisse auf, als auf der kurzen Strecke in der Nähe der Albbuchten. Dies Verhalten läßt aber bei der morphologischen Ungleichartigkeit der einzelnen Talstücke der Flüsse die Buchten als fremde Glieder in den noch erkennbaren Cyclen erkennen. Die Albbuchten gehen daher in ihrer Anlage auf einen älteren Cyclus zurück. Spuren dieses Cyclus zeigen sich auch noch in der gleich zu besprechenden Albüberdeckung. Sein Alter ist allerdings zu hoch, um auch nur Talreste auf dem Hochlande der Alb oder in deren westlichem Vorlande hinterlassen zu haben.

Derartiger Buchten fallen vor allem 3 auf.

1) Die der Pegnitz¹⁾. Die Pegnitz tritt fast genau in NS-Richtung, in schmalem, zwangsmäandrierendem Tal plötzlich in den breiten Buchttrichter ein, nahe dessen Nordrand sie dann, scharf nach Westen umbiegend, abfließt, um dann sogar wieder nach SW entgegen der Richtung der sie dann bei Nürnberg in weitem Bogen umlenkenden Regnitz abzubiegen. Dies sind Verhältnisse, welche auf eine der jetzigen gerade entgegengesetzte Entwässerung deuten. Nähere Daten aber lassen sich hieraus nicht gewinnen.

¹⁾ Blätter Erlangen (549), Sulzbach (550) und Nürnberg (563). Karte des Deutschen Reiches 1:100000.

2) Die Wiesentbucht¹⁾. Weit klarer liegen die Verhältnisse bei der Wiesent. In spitzem Winkel der sie aufnehmenden Regnitz entgegenfließend, greift ihr Unterlauf in NO-SW-Richtung in breitem sich zur Bucht erweiterndem Tal tief in den Albkörper ein. Doch mit dem Betreten der Albhochfläche ändert sich das Bild mit einem Schlag. Die Wiesent biegt rechtwinkelig gegen NW-SO hin um, und ihr Bett verengt sich bedeutend. Offenbar hat auch hier die junge Rheinerosion ein altes, anders orientiertes Gewässernetz angezapft und in scharfem *coude de capture* umgelenkt. Dabei aber muß sie selbst schon vorgezeichnete, also noch ältere Wege zum Vordringen benutzt haben, eben jene zu ihrer Entfaltung ebenfalls schlecht orientierten Betten noch älterer, längst verschwundener, einst den Albrand zertalender Flüsse.

3) Der Mairdurchbruch²⁾. Heute führt der Main zwar in großem Bogen um das Nordende des Frankenjura herum. Aber Lias tritt noch in weiter Verbreitung auch nördlich des Maines auf. Ebenso Dogger, wenn auch nur mehr in einzelnen Vorkommnissen, und nichts kann dafür geltend gemacht werden, daß hier einst der nach Süden hin sich anschließende vielfach im Zeugenberge aufgelöste Malm gefehlt hätte, zumal bei Berücksichtigung der langen Zeiträume, welche der Erosion seit mitteltertiärer Zeit zur Verfügung standen und beim Vergleich ihrer Leistungen mit denen an anderen Teilen des Albrandes.

Dann aber ist das Maintal ursprünglich kein Schichtrandtal gewesen, sondern ein alt angelegter Durchbruchfluß, der in südwestlicher Richtung die Alb durchströmte und damit auf gleiche Verhältnisse hinweist wie die beiden bereits genannten Albbuchten.

Jenseits der Albtafel aber können wir in der scharf ausgeprägten Subsequenzzone des Fichtelgebirgsfußes keine alten Entwässerungsrelikte mehr erwarten. Darum finden wir auch den Hauptarm des Maines in südöstlicher Richtung subsequent umgebogen, während nur ein kleiner Bach, die Rodach, die alte Richtung quer zur Subsequenzzone zum Urgebirgskern hin fortsetzt.

Dort im harten relativ einförmigen krystallinen Gestein des Fichtelgebirges hat sich ein Netz von Flößchen erhalten, das in seiner Orientierung sich an die für die Albbuchten geltende SW-NO-Tendenz sehr wohl anschmiegt, mit ihnen aber heute in keiner Verbindung mehr steht, da die genannte Subsequenz-

¹⁾ Blätter Bamberg (532) und Erlangen (549). Karte des Deutschen Reiches 1 : 100000.

²⁾ Blatt Lichtenfels (512). Karte des Deutschen Reiches 1 : 100000

zone, die in sekundär konsequenter Richtung von den Höhen des Gebirges herabkommenden und mit normal entwickelten Seitenzwingen versehenen Gewässer zusammenfaßt und nach Norden zum Main, nach Süden zur Donau hin entführt. Aber aus dieser Anzapfung geht eben ihr höheres Alter im Vergleich zu dieser Zone hervor.

Daß die Erosionsbuchten der Alb lediglich auf ihren inneren Rand beschränkt sind, ist eine Tatsache, welche sich leicht aus der abweichenden Genese der äußeren Ränder erklärt. Sind dieselben heute fast ausschließlich Bruchränder, so waren sie doch wenigstens zum Teil auch schon — wie HERMANN z. B. für den Osten wahrscheinlich gemacht hat — vor den obermiocänen Störungen tektonischer Anlage. Jedenfalls aber waren sie auch gleichzeitig größtenteils Meeresstrand, so daß deshalb auch nicht alt übernommene freie Buchten eines festländischen Erosionsrandes uns entgegentreten können, sondern höchstens Buchten, welche heute noch durch Sedimente gekennzeichnet — wie etwa am Südrande der schwäbischen Alb — durch die Tätigkeit des Meeres an seinem Ufer entstanden waren.

β) Die Albüberdeckung.

Lynitgerölle auf der Alb und im westlichen Vorland. — Ihre Heimat. — Die Eluvialtheorie GÜMBELS.

Wurden die Albbuchten wegen ihrer auffallenden Orientierung im Vorhergehenden als Reste einer alten Entwässerung aufgeführt, deren Talzüge heute zerstört sind, so gibt uns das Studium der allerdings noch recht wenig bekannten Albüberdeckung einen weiteren Hinweis auf dieses alte System, dessen Richtung im wesentlichen gegen SW gerichtet war.

Er liegt in dem häufigen Auftreten von Lyditgeröll.

Die Heimat der Lydite ist aber unbestrittenerweise das Fichtelgebirge. Ihr Habitus ist ein unverkennbar typischer und ihr Vorkommen zu charakteristisch für das Fichtelgebirge, um bezweifelt werden zu können. Daß auch die THÜRACHSche Geröllablagerung von Treuchtlingen, welche auch Lyditgerölle führt, nicht alpiner Herkunft ist, wurde schon a. a O.¹⁾ gezeigt. Es wäre ja auch ganz unerklärlich — selbst wenn man hierzu einen einst nordwärts fließenden, aus den Alpen kommenden Strom annehmen würde, und wenn dieser Fluß gerade aus einem Gebiete gekommen wäre, wo er sich mit Lyditen hätte beladen können — warum südlich von der Donau, etwa im

¹⁾ H. RECK: Ein Beitrag zur Kenntnis des ältesten Donaulaufes in Süddeutschland. Zentr.-Bl. f. Min. 1912.

Untergrunde der Diluvialschotter der oberbayrischen Hochebene, nicht die Lydite in gleicher Weise auftreten würden, wie etwa am Westrande des Frankenjuras. Sie sind aber gerade nur von da bekannt.

Da also die Herkunft der Gerölle aus dem Fichtelgebirge als sicher angenommen werden kann, so muß ihre Verfrachtung aus diesem auf die Alb eine sehr alte sein; denn sie muß älter sein als die Entwicklung der Subsequenzzone, welche heute die Fichtelgebirgsflüsse von der Alb trennt.

Nun könnte man allerdings noch einwenden, und dies ist von GÜMBEL¹⁾ schon geschehen, daß die Lydite eluvial seien, daß sie aus zerstörtem Keupersandstein stammen. Auch THÜRACH spricht von solchen Vorkommnissen, obgleich es mir aus seinen Worten nicht ganz klar wurde, ob er ihnen eigene Beobachtungen zugrunde legt, oder ob er sich hierin nur auf GÜMBEL stützt. SCHWERTSCHLAGER, der das Altmühlgebiet speziell eingehend untersucht hat, steht der GÜMBELschen Annahme jedenfalls skeptisch gegenüber.

Die Herkunft der Lydite aus dem Keuper kann daher nach den bisherigen Untersuchungen noch nicht als sicher gestellt betrachtet werden.

Aber selbst wenn die Lydite aus dem Keuper kämen, so würde das den Ort ihrer Herkunft nicht ändern. Sie wären selbst dann aus dem Fichtelgebirge gekommen und in das flache Keupermeer nach Westen hin hinausgetragen worden.

Aber es ist doch wohl mindestens anzunehmen, daß die Fälle, in denen der Keupersandstein Lyditgerölle führt, recht selten sind. Sonst wären wir sicher schon besser über die Vorkommnisse unterrichtet. Auch Fälle, in denen Lydite noch unausgewittert in anstehendem Keuper beobachtet wären, sind m. W. noch nicht beschrieben. Die Fälle aber, in denen Lydit sich an der Oberfläche in Franken findet, sind überaus häufig. Es wäre daher wohl mindestens zuzugeben, daß wenigstens ein Teil der Lydite nicht aus dem Keuper stammt.

Dafür spricht auch ihre geographische Verbreitung. Sie finden sich keineswegs überall im Keuper. In Schwaben, im ganzen nördlichen Vorland des Juras sind sie meines Wissens unbekannt. Häufig sind sie dagegen gerade am Westrande des fränkischen Juras von Treuchtlingen an über Nürnberg bis hinauf zum Main. Die Funde im Gebiete des Maintales selbst müssen hier allerdings außerhalb unserer Betrachtung bleiben. Dort stellt ja der Main eine heute noch bestehende Verbindung

¹⁾ GÜMBEL: a. a. O. S. 430.

mit dem Fichtelgebirge her, so daß auch heute noch Lydite von dort her das Maintal herab verfrachtet werden können. Tatsächlich sind sie ja auch hier eine häufig zu beobachtende Erscheinung. Ich selbst konnte zahlreiche Stücke in kurzer Zeit in den Sanden des Maintals bei Würzburg aufsammeln.

GÜMBEL z. B. beschreibt die Lydite ausdrücklich aus der Nürnberger Gegend. Von dort allerdings könnten die Lydite leicht eluvial aus dem vergänglichen Keupersandstein herausgewittert sein und sich angereichert haben, wenn der Keuper überhaupt lyditführend ist; denn die mächtigen Sandablagerungen der Nürnberger Gegend sind wohl größtenteils Zerstörungsprodukte von Keupersandsteinen. Nach GÜMBEL sind sie wahrscheinlich diluvialen Alters.

Diese Sande sind sogar vielfach innig mit gleichartigen Ablagerungen am Rande der Albhöhe verknüpft, so daß lose Keupersande auf Jura ruhen. Sandflächen nämlich ziehen sich auch an den Steinhängen und in den Tälern weit empor. Diese Sande wurden vom Wind emporgetragen. Diese Transportmöglichkeit hört aber auf, sobald es sich um Gerölle handelt.

Diese also müßten wir in ihrer sekundären Lagerstätte als an den Keuper gebunden erwarten. Diese Forderung ist jedoch in der Natur nicht erfüllt. Somit bleibt zu ihrer Erklärung nur die Annahme eines Transportes durch fließendes Wasser.

Denn auch der Einwand, daß sie etwa als eluviale Gerölle des Keuper nunmehr auf tertiärer Lagerstätte abgelagert seien, ist nicht stichhaltig und schon durch die Komplikation seiner Voraussetzungen an sich wenig wahrscheinlich. Bei Treuchtlingen z. B. steht Keuper erst wesentlich weiter westlich an. Die Altmühl müßte also hier das Eluvium umgelagert und die Lydite zu ihrer jetzigen Häufigkeit angereichert haben. Das läßt sich aber nicht vereinigen mit den Befunden anderer, von THÜRACH als alpin angesprochener Gesteine in Vergesellschaftung mit ihnen; denn diese, schon vorher näher besprochenen Gesteine entstammen sicher nicht dem Keuper und damit dem Einzugsgebiete der oberen Altmühl jetzt oder in früheren Zeiten.

Die Eluvialtheorie wird also — wenigstens in ihrer Allgemeingültigkeit — unmöglich gemacht durch die Funde von Lyditen in den Sandschichten der Albüberdeckung auf der Höhe der Alb. Diese Vorkommnisse können meines Erachtens nur als Folge eines Transportes durch fließendes Wasser von O bis NO her erklärt werden. Flüsse vom Fichtelgebirge herabkommend müssen sie über die Alb ausgestreut haben. Fluviale Bildungen auf der Höhe

der Alb kennt ja auch GÜMBEL, wenn auch das Alter derselben noch unbestimmt ist. Er betont ausdrücklich eine gewisse Schichtung und die wechselnde Folge von Lagen gröberen und feineren Kornes, welche diese Absätze als fluviatile Geröllbänke charakterisieren. Da aber heute die Zufuhr von Fichtelgebirgs-gesteinen auf die Albtafel längst unterbrochen ist, und da ferner diese fluviatilen Absätze der Albüberdeckung keinen erkennbaren Talzügen eingelagert sind, sondern auf der alten Peneplain der Albhochfläche zerstreut sind, muß ich für die Bildung dieser Sedimente ein relativ hohes Alter annehmen, wenn auch eine nähere Fixierung desselben heute noch unmöglich ist. Auch die Albbuchten haben sich als sehr alte Anlage dartun lassen. Ich möchte daher diesen beiden letzten dürftigen Resten eines alten Entwässerungs-systems vorläufig gleiches Alter zusprechen, und sie als die Reste einer jedenfalls präobermiocänen — vielleicht alttertiären oder noch cretazischen — ältesten aus diesem Gebiet bekannten Konsequenzentwässerung auffassen.

c) Pegnitz und Wiesent.

Pegnitz:

Das Karstphänomen auf der fränkischen Alb. — Stratigraphie und Tektonik. — Theoretische Schlüsse bezüglich der Morphogenese der fränkischen Alb. — Tatsachen und Beobachtungen. — Der Pegnitz-oberlauf. — Ungleichwertige Zusammensetzung. — Der Kampf um die Wasserscheide.

Wiesent:

Ungleichwertige Zusammensetzung. — Jugendliche Abzapfung. — Alter Flußlauf. — Subsequenz und Tektonik.

Bei Hohenstadt verläßt die Pegnitz, die in schmalem, tiefliegendem Tal in zahlreichen Windungen von Norden kommend, den Jura durchmessen hat, diesen in scharfem Knick nach Westen hin, von ihrer Umbiegungsstelle an die breite Albrandkerbe benutzend, welche schon früher samt dem Pegnitzunterlauf einer Betrachtung unterzogen wurde. In der Verlängerung der Albbucht aber besteht ein Talzug, welcher weit über die Alb nach Osten hin vorgreift und heute einen Nebenfluß der Pegnitz beherbergt. Seine Quellen liegen aber nicht am Fuße eines wohlentwickelten Talschlusses, sondern der Talzug läßt sich ohne Schwierigkeit, wenn auch nicht in so prachtvoller Erhaltung wie auf der schwäbischen Alb, über die Albtafel hinweg nach Osten verfolgen, wo auch jenseits einer nur flachen Talwasserscheide, deren natürlicher Tiefenlinie auch die Bahn folgt, der Rosenbach entspringt und seine Wasser der Vils zuführt. (Vergl. Fig. 21.)

Diese Verhältnisse zeigen sofort jugendliche Veränderungen einer anders angelegten älteren Entwässerung an. Hier floß einst ein Fluß in östlicher Richtung über die Alb. Wo seine Quelle lag, und ob etwa die Pegnitz selbst sein Oberlauf war, das entzieht sich der Feststellung. Aber es zeigt sich das Faktum deutlich, daß durch die jugendlich vordringende Rheinerosion, welche auch die alte Pegnitz abgezapft und in ihren Bereich gezogen hat, die kontinentale Wasserscheide von Westen gegen Osten zurückgedrängt wurde.

Auffallend ist bei der Betrachtung des Kartenbildes sofort der Unterschied der Oberflächenentwicklung und Talbildung zwischen fränkischer und schwäbischer Alb. In Schwaben heben sich noch heute die schon in diluvialer Zeit verlassenen Talanlagen scharf von der ruhigen, flachen Hoch-ebenen bildenden Oberfläche ab. Für Franken ist die Unruhe des Landschaftsbildes charakteristisch. Der Charakter der alten Peneplain tritt stark in den Hintergrund; einzelne, unregelmäßige Höhen dagegen sind häufig. Die Talzüge sind relativ schmal und treten im Vergleich zu Schwaben nur wenig markant aus dem Kartenbilde heraus, wenn man sie auch da noch unschwierig in der Landschaft verfolgen kann, wo sie längst von ihren einstigen Flüssen verlassen sind. Diese Unterschiede sind regional, und lassen sich keineswegs etwa nur aus verschiedenem Alter der Cyclen erklären; denn auch die Flüsse Frankens lassen deutliche Unterschiede je nach dem Alter ihrer Anlage erkennen. Ich erinnere nur an die gestreckten Läufe vieler kleinerer Flüsse im Gegensatz etwa zu den zwangsmäandrierenden alten NS-Strecken der Pegnitz. Hier in Franken kommt vielmehr noch ein geologisches Moment zu schönster Entwicklung, welches den normalen Entwicklungsgang der Flüsse, wie auch der Gesamtoberfläche stark beeinflußt und modifiziert hat: das Karstphänomen.

Ihm verdankt ja die ganze fränkische Schweiz ihre Entstehung. Hierüber hat NEISCHL¹⁾ eine größere Arbeit publiziert. In Franken also ist Talbildung und Oberflächenabtragung stark beeinflußt durch die vornehmlich chemische Wirkung der Untergrundentwässerung, worauf ja auch KÖHNE²⁾ hingewiesen hat. Auch der lithologische Charakter des Gesteins

¹⁾ NEISCHL: Die Höhlen der fränkischen Schweiz und ihre Bedeutung für die Entstehung der dortigen Täler. Erlangen 1903.

²⁾ KÖHNE: Vorstudien zu einer neueren Untersuchung der Alb-überdeckung im Frankenjura. Sitz.-Ber. der physik.-medic. Soc. Erlangen 1905. S. 321 ff.

hat sich von Süden her gegen Norden rasch und tiefgreifend verändert. Während im Süden Kalke herrschen, die sogar vielerorts als dichte Plattenkalke entwickelt sind, treten diese gegen Norden hin mehr und mehr zurück um grobklotzigen und vielfach nur wenig geschichteten Dolomiten die Vorherrschaft zu überlassen. Muß also auch allein der Unterschied im petrographischen Habitus des Gesteins an der Oberfläche zur Geltung kommen, so wird diese Differenz noch verstärkt durch die den Gesetzen der chemischen Untergrunderosion folgenden Tätigkeit des Wassers, auf deren von der normalen Oberflächenentwicklung abweichende Natur u. a. schon PENCK¹⁾ und auch KATZER²⁾ aufmerksam gemacht haben.

Hierbei kommt ja die mechanische Tätigkeit der Tagewässer, auf deren Leistung an der Erdoberfläche sich ja vornehmlich die Entwicklung konsequenter und subsequenter Talzüge gründet, fast völlig in Wegfall. Ebenso ist für die Untergrunderosion der Begriff der Erosionsbasis etwas verschoben, insofern, als für die unter dem Druck der überlastenden Gesteine stehenden Wasser wohl der nächstgelegene Schichtausstrich, als der günstigste Punkt der Druckentlastung als solche in Frage kommt. Auf dem Wege dahin wird aber nicht nur das Schichtgefälle, sondern auch das Gefüge des Gesteins, besonders das Vorwiegen oder Zurücktretten feiner Haarspalten maßgebend sein für die ja durch chemische Tätigkeit vornehmlich bedingte Entwicklung des unterirdischen Flußlaufes. Diese Untergrundentwässerung mit den mit ihr in engstem Zusammenhang stehenden Einbrüchen über Höhlen ist vielfach die Ursache lokaler Schichtstörungen³⁾ geworden, die NEISCHL⁴⁾ umgekehrt vielfach ebenso wie die lineare Anordnung vieler Höhlenzüge aus der Tektonik des Untergrundes als Folgeerscheinung dieser erklären zu können glaubte, während THÜRACH⁵⁾ sie an einigen Stellen als die Wirkung einstiger Albgletscher ansah.

Näher kann jedoch hier auf diese Fragen nicht eingegangen werden, da die Karsthydrographie noch recht wenig bekannt

¹⁾ PENCK: Talgeschichte der oberen Donau. a. a. O.

²⁾ KATZER: Bemerkungen zum Karstphänomen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1905. S. 233. Vergl. auch GRUND: Karsthydrographie. Geograph. Abhandl. VII. H. 3. 1903.

³⁾ Vergl. PFAFF: Beiträge zur mechanischen Geologie aus dem fränkischen Jura. Diese Zeitschr. 1868. S. 389 und KÖHNE: Notizen über die Albüberdeckung im nördlichen Frankenjura. Diese Zeitschr. 1907. S. 84.

⁴⁾ NEISCHL: a. a. O.

⁵⁾ THÜRACH: Über einige wahrscheinlich glaziale Erscheinungen im nördlichen Bayern. Diese Zeitschr. 1896. S. 665.

ist und diesbezüglich erst Einzeluntersuchungen im Felde entscheidendes Material liefern können.

Die Karstnatur des Gebietes ist also einer der Faktoren, die unabhängig von der Entwicklung oberflächlich fließender Flüsse wirkend, die normale Oberflächenentwicklung derselben behindern, und, was ältere Cyclen betrifft, deren Relikte verwischen und zerstören¹⁾.

Die morphologische Bewertung des Frankenjuras wird aber auch noch anderweitig erschwert. Die Unsicherheit der chronologischen Einordnung und Definition alter Landschaftszüge ist auch dadurch mitbedingt, daß jüngere Ablagerungen als Jura einmal in ihrem Auftreten sehr beschränkt sind, so dann aber auch ihrem genaueren Alter nach größtenteils noch nicht näher bestimmt sind.

Die oberkretazischen Sedimente überschritten nach Westen hin die Altmühl wohl nicht. Nach Norden hin ist ihre ursprüngliche Ausdehnung bis heute noch nicht fixiert. Vielleicht ging sie aber weiter²⁾, als dies nach den vortrefflichen GÜMBELschen Untersuchungen zu erwarten wäre. Was das Alter der Albüberdeckung anbetrifft, so wissen wir auch hierüber nichts Bestimmtes. Der einzige, der sich in jüngerer Zeit damit eingehender beschäftigte, war KOEHNE³⁾, doch auch er konnte seine Untersuchungen zu keinem abschließenden Resultat führen. Während also im Schwabenland die tertiären Sedimente einen willkommenen Anhaltspunkt für die chronologische Fixierung morphologischer Elemente boten, fehlen diese hier vollkommen.

Auch die Tektonik greift hier verwirrend in den Gang der Ereignisse ein. Die tektonische Ruhe des Gebietes scheint zu miocäner und nachmiocäner Zeit zwar besser gewahrt worden zu sein als weiter im Westen, aber auch hier griffen Schollenbewegungen jedenfalls störend und die Gewässer wiederbelebend in die alte, sich entwickelnde Peneplain ein. Vorher jedoch hatten (zur Kreidezeit oder im Eocän?) wahrscheinlich schon die tektonischen Bewegungen eingesetzt, wie HERMANN⁴⁾ dies nach Analogie mit den durch

¹⁾ SPANDEL: Beiträge zur Kenntnis der ehemaligen Überdeckung der fränkischen Alb und der Höhlen im Gebiet derselben. Abh. d. natur-hist. Ges (Nürnberg). Bd. XVI. 1907.

²⁾ Vgl. u. a. KOHLER: Die Amberger Erzlager. Geognost. Jahresb. XV. München 1902.

³⁾ KOEHNE: „Vorstudien“ und „Notizen“ usw. a. a. O.

⁴⁾ HERMANN: Die östliche Randverwerfung des fränkischen Jura. Diese Zeitschr. 1908.

STILLES Untersuchungen festgestellten Verhältnissen in den norddeutschen Mittelgebirgen glaubte erkennen zu können. Aber der sichere Beweis, wie auch die speziellere Kenntnis dieser Störungen fehlt hier noch. Die tektonischen Bewegungen werden wohl größtenteils Senkungsvorgänge des süddeutschen Triasbekens gewesen sein. Keineswegs aber ausschließlich. Denn PENCK hat z. B. schon für den Böhmerwald aus den verbogenen Schotterhorizonten eine jugendliche Heraushebung des krystallinen Massivs nachzuweisen vermocht.

Die Unsicherheit all dieser Verhältnisse, die im Gegensatz zu Schwaben vor allem durch den völligen Mangel einer Spezialliteratur über das Gebiet bedingt ist, sowie auch der absolute Mangel eines guten geologischen Kartenmaterials lassen auch die morphologischen Studien nicht zu dem Grad von Sicherheit gelangen, der ihnen weiter im Westen zukommt. Manches, besonders chronologische Gleichstellungen, müssen einstweilen, da sie auf rein morphologische Elemente gestützt sind, hypothetisch bleiben. Zumeist ist es überhaupt nur die Analogie zu den besser bestimmbaren Verhältnissen im Westen, welche mich hier und da zu dem Versuch einer Altersbestimmung veranlaßt haben. Im allgemeinen aber muß ich betonen, daß dieser erste Versuch, die fränkische Alb morphologisch zu gliedern, hauptsächlich nur auf allgemein in der Landschaft wiederkehrende Züge hinweisen will, welche gruppenweise sich zusammenschließend, wohl eine wechselvolle Geschichte der Landschaft erkennen lassen, heute aber durch Einzeluntersuchungen noch zu wenig gestützt sind, um eine Festlegung der genauen Folge der morphologischen Cyclen zu ermöglichen.

Immerhin finden einige, vorerst noch theoretische Erwägungen manche Stütze durch die Vorkommnisse in der Natur, wodurch sich vielleicht doch schon der Grundplan der Morphogenese der fränkischen Alb erkennen läßt, wenn auch Einzeluntersuchungen das Bild in manchen Zügen noch werden modifizieren und verbessern können.

Das allgemeine Bild des geologischen Aufbaues der Frankenalb hat schon GÜMBEL¹⁾ gegeben, und neuere Forschungen haben an den Grundzügen seiner Feststellungen bis heute noch keine wesentlichen Veränderungen erbracht. Die fränkische Albtafel ist als eine schwache Mulde anzusehen, an deren Ostflügel die Schichten nach Westen vom Urgebirge her einfallen, während weiter westlich die Schichten im allgemeinen ziemlich einheitlich gegen SO fallen. Das Muldentiefste ist dem

¹⁾ GÜMBEL: Die fränkische Alb. München 1891.

Ostrande der Tafel nahegerückt und schneidet gegen das Grundgebirge in mehrfachen großen Verwerfungen ab. Die Zone stark verworfener Schichtmassen, welche zwischen dem Urgebirgskern des Fichtelgebirges und der ungestörten Albtafel eingeschaltet ist, war zu einer raschen Zerstörung durch die Erosion prädestiniert, so daß heute in der hier angelegten Subsequenzzone, in der die Schichten in schmalen Streifen austreichen, durchweg geologisch ältere, also tiefere Horizonte in ein Niveau mit der Oberfläche der Alb-Malmkalke gelegt erscheinen, die heute infolge weitgehender Ausräumung der Landschaft vom Fuße des Fichtelgebirges getrennt erscheinen. An diesem Beispiel zeigt sich wieder deutlich, daß die Höhen- und Tiefenlinien des geologischen Aufbaues keineswegs mit den morphologischen übereinstimmen müssen.

Wenn die tektonischen Störungen des Gebietes als relativ gering bezeichnet werden müssen, so war doch die Geschichte seiner Morphologie eine wechselvolle dank der großen Störungen, mit welchen die Tektonik seine Erosionsbasen heimsuchte.

Während der Jurazeit lag das Land unter ständiger Meeresbedeckung. Erst im obersten Jura tauchte es langsam empor. Seit jener Zeit war es, als Ganzes betrachtet, Festland.

Von den Keupermeeren hat LANG¹⁾ es wahrscheinlich gemacht, daß sie zum Teil wenigstens nach Westen sich zurückzogen. Im Jura mag dies das gleiche gewesen sein, denn im Süden lag damals wohl überall noch das vindelizische Gebirge, das sich gegen Osten und Norden in das ostbayerische Grenzgebirge fortsetzte, welches durch die Ausbildung der Sedimente an seinem Fuße seine damalige Küstennähe verrät²⁾. Nur der Malm weist im Osten, in der Regensburger Gegend keine Küstenbildungen auf, so daß zu jener Zeit wenigstens die Transgression eines breiten Meeresarmes stattgefunden haben muß.

Zur Zeit der älteren Kreide war das ganze Gebiet, dessen Weißjuradecke einheitlich vom Schwarzwald zum Böhmerwald sich erstreckte, küstenfernes Land. Die Naabsenke konnte nun erst im Anschluß an die ersten tektonischen Störungen im SO des Gebietes entstehen. Im Anschluß daran aber hatte die subaerische Denudation ausgleichend die tektonischen Höhendifferenzen

¹⁾ LANG: z. B. Der mittlere Keuper im südlichen Württemberg. Jahr.-H. d. Ver. f. vaterl. Nat.-K. i. Württemb. 1910 u. Das vindelizische Gebirge zur mittleren Keuperzeit. Jahr.-H. f. d. Ver. für vaterl. Nat.-K. i. Württemb. 1911.

²⁾ POMPECKI: Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Regenstein. Geognost. Jahresh. XIV. München 1901.

wieder zu verwischen gesucht. Die Spuren dieses (oder auch mehrerer) ältesten Cyclus verraten sich in der Einebnungsfläche, über welche das oberkretazische Meer in der Regensburger Bucht bis weit nach Norden hin transgredierte. So erklärt sich, daß in der tektonisch angelegten Bodenwöhrer Bucht die obere Kreide nirgends auf Malm, sondern vielfach auf Keuper aufruht, wie GÜMBEL dartut. Denn es ist gerade für den Malm anzunehmen, daß er hier einstens das ganze Gebiet bedeckte, nachdem wir sein Transgredieren nach Osten hin und seine küstenfernen Relikte am Fuße des bayerischen Waldes bei Regensburg usw. durch POMPECKY kennen gelernt haben. Ob freilich eine einheitliche Malmdecke auch hier im Osten, wie im Westen im Schwarzwald das Urgebirge überzog, muß dahingestellt bleiben. Jedenfalls verhüllte sie aber einst weitgehend seine Gehänge.

Mit dem Vorhandensein dieses Meeres aber war auch eine nahe Erosionsbasis für den sich anschließenden subaerischen Cyclus im SO des Gebietes gegeben. Vielleicht geht die Anlage der so auffallend von allen Seiten her auf das Regensburger Becken zuströmenden Flüsse auf diese Zeit zurück. (Fig. 22.) — Es müssen jedenfalls schon sehr alte Flüsse in konsequenter Richtung zur kretazischen Erosionsbasis sich entfaltet haben, und ebenso subsequeute Flüsse, welche in dem Grenzgebiet zwischen Urgebirge und Albtafel gegen Norden hin vordrangen.

Wie weit hin nach Westen sich der Einfluß dieser Erosionsbasis geltend machte, ist nicht bekannt. Im Westeu entfalteten sich jedenfalls im Laufe der Zeiten besondere Bedingungen. Wir haben bereits die ersten Spuren einer westlich bis südwestlich gerichteten Konsequenz kennen gelernt, welche quer über die Albtafel wegging, und älter ist als die Fichtelgebirgsrandsubsequenzzone. Es war auch schon darauf hingewiesen worden, daß das Ende der Mittelmiozänzeit schon ein weitgehend ausgeräumtes westliches Albvorland vorfand, daß auch der merkwürdige Knick der Malmschichten schon angelegt war, und also in seiner Entwicklung nicht etwa eine Folge der jungmiozänen Tektonik sein kann. Die Ausräumung der Landschaft, wie auch die Anlage des Knicks muß einer älteren anders orientierten Entwässerung, welche wohl im allgemeinen westlich gerichtet war, ihre Entstehung verdanken. Jedenfalls zeigt das Umbiegen der Albtafel nach Norden hin, daß andere Bedingungen und Einflüsse für das Werden des Frankenjuras mit maßgebend waren als für den schwäbischen Jura, dessen Ränder in ihrer Lage lediglich durch die Donaubasis bestimmt sind. Wäre ein gleiches auch für den Frankenjura der Fall,

so müßte er in der Verlängerung des nördlichen Randes des Schwabenjuras unbehindert weiter streichen und gegen den Böhmerwald hin auslaufen. Das scharfe Umbiegen aber deutet auf andere Erhaltungsbedingungen und damit auch auf andere Entstehung.

Die zu Ende des mittleren Miocäns ausgeräumte Landschaft, deren frühere Geschichte sich heute in ihrer Morphologie nicht mehr verrät, wohl aber vielleicht durch das Studium ihrer alte morphologische Züge besser konservierenden Randgebirge noch zum Teil erschlossen werden könnte, war aber weitgehend peneplainisiert, und es ist für den Westrand des Frankenjuras ebensowenig wahrscheinlich, daß er als steiler Erosionsrand über seine Umgebung emporgeragt hat, wie dies schon vom Schwabenjura erwähnt wurde. Ja, PENCK, DAVIS u. a. leiten sogar die Schichtstufenlandschaft aus einer die Schichtköpfe ohne Rücksicht auf ihre Härte abschneidenden Einebnungsfläche als notwendiger Voraussetzung ab.

Daß auch die Gebiete des westlichen Vorlandes im jungtertiären Cyclus völlig unter dem Einfluß der Donau standen, wurde schon gezeigt. Sie drang mit ihrem subsequenten Pegnitzarm erobernd weit nach Norden vor. So wird wohl damals auch der gesamte Frankenjura der Donau tributär gewesen sein, gleichgültig ob die alten Konsequenzflüsse des Fichtelgebirges schon von der Naabsubsequenzzone abgezapft waren oder noch konsequent in südwestlicher Richtung die Alb durchquerten, wo sie dann am jenseitigen Rande subsequent zusammengefaßt und in Durchbruchstälern nach Süden durch den Jura entführt werden mußten.

Die Umkehr der Pegnitz und ihres Einzugsgebietes endlich ist erst das Werk des jüngsten Erosionscyclus, ebenso wie das Vordringen des Mains jenseits der Alb in der von den Donauzuflüssen entwickelten Subsequenzzone des Fichtelgebirgsrandes.

Ich kehre nach diesen allgemeinen Betrachtungen zur Pegnitz zurück. Auffallend ist, wie gesagt, der Knick, mit dem sie aus der Alb austritt. Im Albkörper folgt ihr vielgeschlungenes Tal vornehmlich der Nord-Süd-Richtung. Doch ist sie heute in ihrer Zusammensetzung nicht einheitlich entwickelt und neben den morphologisch ungleichwertigen Talstücken zeigen die Verhältnisse in der Umgebung der Wasserscheide, daß das Einzugsgebiet der Pegnitz früher ein größeres war, daß ihre Quellen im Fichtelgebirge lagen, und sie also ursprünglich die Subsequenzzone am Fuße desselben durchquerte. (Vergl. Fig. 21.)

Die Ungleichwertigkeit der Talstrecken tritt in deren Entwicklung deutlich genug hervor. Man kann scharf zwischen

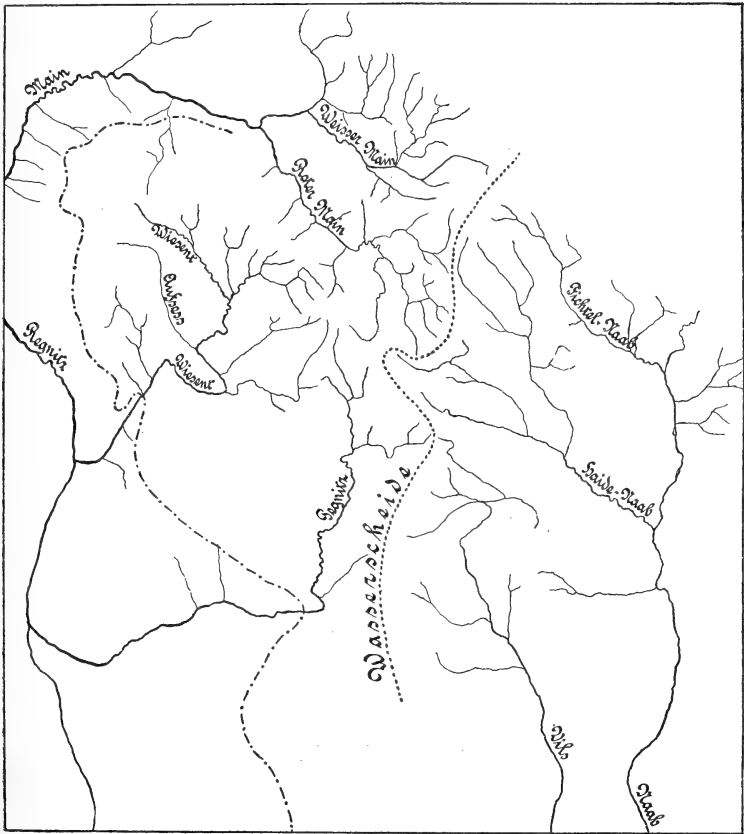


Fig. 21.

..... Wasserscheide. — — — — — Albrand.

Karte des Entwässerungsnetzes der fränkischen Alb (Pegnitz, Wiesent) und der sie vom Fichtelgebirge trennenden Subsequenzzone mit den Autagonisten Main und Naab.

(Nach der Karte 1:100 000 des Generalstabs gezeichnet und verkleinert.)

gerade gestreckten und gewundenen zwangsmäandrierenden Talstücken unterscheiden.

Als morphologisch gleichwertig sind wohl die in der Nord-Südrichtung hintereinander sich folgenden Talstücke: Hohen-

stadt-Pegnitz (Buchau¹⁾, Creußen-St. Johannis²⁾, und endlich das von Berneck³⁾ nach Norden hinziehende Talstück zu betrachten. Die im Pegnitzgebiet recht auffallende Nord-Südrichtung, für deren Entstehung eine völlig befriedigende Erklärung heute noch aussteht, wiederholt sich auch im Böhmerwald, wie das z. B. BAYBERGER⁴⁾ schon aufgefallen war und auch v. STAFF⁵⁾ dies betont; ebenso tritt sie auch bei manchen im Fichtelgebirge liegenden Quelllästen wieder hervor.

Diese drei Stücke gehören heute ganz verschiedenen Flüssen an, und scheinen zunächst nur wenig zusammenhängend. Das das Fichtelgebirge in N-S-Richtung verlassende oberste Stück, der vielgewundene Lauf der Olschnitz, biegt beim Betreten der Subsequenzzone, die sie dem Main als Nebenfluß zuführt, scharf um; dies aber läßt ihre Abzapfung aus ihrer ursprünglichen Richtung klar hervortreten. Das gleiche Bild bietet das jenseits der trennenden Subsequenzzone heute S-N orientierte Stück des Roten Mains zwischen St. Johannis und Creußen. Hier sind vor allem die Verhältnisse an der heutigen Wasserscheide gegen die Pegnitzquellen beweisend für jugendliche Veränderungen. Die Quellzonen der beiden Flüsse liegen noch auf den Vorstufen der Juratafel, in Dogger und Lias. Die Pegnitz ist also auch heute noch, trotz ihrer Verluste im Quellgebiet, wie die meisten Flüsse der Frankenalb ein Durchbruchfluß durch diese. Die Wasserscheide, die beide Flußsysteme trennt, liegt über einem flach welligen, erodierten Gelände. Der oberste Lauf des Roten Mains ist seiner Orientierung nach ein genaues Gegenstück zur obersten Jagst. Die Quelle fließt gegen SO, dann biegt der Lauf scharf nach Norden um. Von der Umbiegungsstelle selbst aber zweigt ein deutlicher Taleinschnitt ab gegen Süden, der zum Kraimoos-Weiher führt. Und unweit von dessen entgegengesetztem Ende nimmt im breiten Weihergraben einer der jetzigen Pegnitzquellläste seinen Ursprung.

Die Richtung der Quelle des Roten Mains erweist sich also nicht dessen Unterlauf angepaßt, sondern der Pegnitz,

¹⁾ Blätter Sulzbach (550) und Bayreuth (533) der Karte des Deutschen Reiches 1:100000.

²⁾ Blatt Bayreuth (533) der Karte des Deutschen Reiches 1:100000.

³⁾ Blatt Kulmbach (513) der Karte des Deutschen Reiches 1:100000.

⁴⁾ BAYBERGER: Geographisch-geologische Studien aus dem Böhmerwald. Pet. Mitt. Erg. H. 81. 1886.

⁵⁾ v. STAFF: Zur Entwicklung des Flußsystems und des Landschaftsbildes im Böhmerwald. Zentr.-Bl. f. Min. usw. 1910, S. 564 ff.

deren Nebenfluß sie einst war. Das N-S orientierte Stück des Roten Mains aber, dessen Fortsetzung nach Norden wahrscheinlich einst in der Olschnitz im Fichtelgebirge zu suchen ist, welche heute noch nach Süden fließt, erweist sich vor allem durch das Bestehen der Talwasserscheide am Kraimooos als rückläufiges abgezapftes Stück eines älteren Pegnitzlaufes.

Die kontinentale Wasserscheide zeigt also nicht nur ein Zurückweichen über die Alb nach Osten hin, sondern auch gegen Süden. Das Einzugsgebiet der Donau verringert sich allenthalben gegenüber der vordringenden Erosion des Rheins.

Als zweiter, bedeutender und auffallender Fluß des westlichen Albkörpers ist nun noch die Wiesent zu nennen. Ihr Lauf unterhalb ihres Austrittes aus der Alb wurde schon betrachtet. Auf der Alb selbst kennzeichnet sich ihr so häufig scharf geknickter Lauf als das Resultat einer wechsellvollen Geschichte und der Zusammensetzung aus morphologisch ungleichwertigen Stücken. Während das NO-SW gerichtete Flußstück durch den Parallelismus zur Richtung der Albbuchten einen gewissen genetischen Zusammenhang mit diesen vermuten läßt, sind auch die rechtwinklig dazu orientierten Laufstücke, sowie auch die parallele Aufseß, ebenso wie vielleicht auch der Leinleiterbach offenbar einheitliche Teile eines Entwässerungssystems, das durch die Anzapfung von Westen her in der Fortsetzung seiner ursprünglichen Richtung unterbrochen wurde.

Wenn dem aber so ist, dann gehörte die Wiesent samt ihren Flüssen früher dem Bereich der Pegnitz an.

Dafür läßt sich auch eine wichtige Stütze durch die beobachtbaren Tatsachen anführen. Wie bei der Pegnitz greift auch an der Wiesent von deren Umknickstelle nahe Gößweinstein ein junger Renegat, die Püttlach, raubend nach Osten vor. Dies zeigt sehr schön ihr heutiger Oberlauf, der nach Süden hin fließt, jedoch plötzlich in scharfem *coude de capture* nach Westen abbricht.

Wichtiger aber ist morphologisch meines Erachtens der Püttlachnebenfluß, welcher von Pottenstein an durch das Weiherbacher Tal gegen SO vorgreift, da er mir geeignet erscheint, einen Anhaltspunkt dafür zu geben, daß die Püttlach ein mit umgekehrter Richtung fließender Renegat ist. Zwar verliert sich die Quelle dieses Baches in den rezent-diluvialen Aufschüttungsmassen des Veldensteiner Forstes, aber weiter gegen SW treffen wir auf unverkennbare Spuren einer alten, breiten Talung. GÜMBEL verzeichnet auf seiner geologischen

Übersichtskarte des nördlichen Bayerns entlang ihrem Laufe sogar einen Fluß, der allerdings auf der Generalstabskarte¹⁾ des Deutschen Reiches 1:100 000 nicht zu finden ist.

Dieser Talzug aber, der über Plech und Velden zieht, mündet zur Pegnitz hin aus. Er muß aber einem größeren Fluß seine Entstehung verdanken, wenn auch keine direkten Beziehungen zu einem solchen heute mehr bestehen. Dies weist lediglich auf ein hohes Alter der Umkehr früherer Verhältnisse hin, läßt aber doch die notwendige Voraussetzung bestehen, daß zu irgend einer Zeit ein Fluß das Tal angelegt haben muß²⁾.

Für diese Leistung scheint mir nun nur die Wiesent in Betracht zu kommen, welche heute nur mehr in ihrem Oberlaufe

¹⁾ Blatt Sulzbach (550).

²⁾ In der schon erwähnten bereits vor meiner Abhandlung erschienenen Diskussion zu derselben führt HERMANN als Grund gegen meine Auffassung einer früheren sehr alten Verbindung von Wiesent und Pegnitz die Tatsache an, daß bei Gößweinstein dem bis dahin nach SO gerichteten Wiesentlauf Höhen von über 550 m entgegentreten sollen, während sich ihr Quellgebiet heute nur in etwa 500 m Höhenlage befindet. Einmal kann ich auf der Generalstabskarte in der näheren Umgebung von Gößweinstein keine Höhenzahlen finden, welche 524 m übersteigen (vereinzelte Höhe ca. 2 km SSW von Gößweinstein), erst weiter im Süden steigen die Höhen allmählich vereinzelt zu der genannten Zahl an, sodann ist es als durchaus unwahrscheinlich zu bezeichnen, daß der Fluß jemals gerade über den heute höchsten Erhebungen sein Bett gehabt hat, und endlich drittens hätte Herr Kollege HERMANN sich beim Erscheinen meiner Arbeit leicht überzeugen können, daß ich die Fortsetzung der Wiesent überhaupt nicht in der von ihm vermuteten Richtung gesucht habe, sondern daß ich eben, wie oben ausgeführt, die Püttlach als den umgekehrten Restfluß einer alten heute großenteils zerstörten Talanlage betrachte. Verfolgt man aber das Püttlachtal bis zu seinem Ursprung und überschreitet man die Höhen, welche zu dem genannten Talzug von Plech hinüberleiten, so bleibt man durchweg auf Höhen, welche unter 500 m liegen, wie HERMANN dies ja fordert.

Übrigens kann ich auch die Berechtigung dieser Forderung, deren Diskussion aber für den vorliegenden Fall garnicht in Betracht kommt, keineswegs anerkennen. Während nämlich schon seit geraumer Zeit eine Flußverbindung zwischen Pottenstein und Plech nicht mehr anzunehmen ist (siehe oben!), arbeitet die Flußerosion im Quellgebiet der Wiesent noch heute jugendkräftig an der Vertiefung der Täler. Diese liegen noch dazu, wie HERMANN richtig betont, in mergeligen Schichten, während die erstgenannte Strecke aus hartem Kalk bzw. Dolomit besteht. Es ist also keineswegs zu verwundern, wenn hier die Tieferlegung der Oberfläche langsamere Fortschritte macht, als in dem weichen Quellgebiet der Wiesent. Obengenannte Höhendifferenzen würden daher, selbst wenn sie beständen, keineswegs eine Schwierigkeit für meine Auffassung bedeuten.

die Richtung beibehalten konnte, die ursprünglich natürlicherweise auch ihr Unterlauf hatte.

Das Prinzip dieser Änderungen ist stets einheitlich das gleiche. Es beruht auf einer Verschiebung der Wasserscheide von W nach O, und von N nach S, also auf einer Verkleinerung des Einzugsgebietes des Regensburger Beckens. —

Die südöstliche Richtung der so auffallend unter sich und dem Alberosionsrande parallelen Flußstücke der Wiesent und ihrer Nebenflüsse wird wohl am besten als Subsequenzercheinung, wie das ja auch MARTONNE so will, zu deuten sein, da hier wieder einmal die Unabhängigkeit der Flüsse von Bruchlinien zutage tritt. Parallel dem Erosionsrande setzen ja auch Brüche durch die Albtafel, aber gerade die bedeutendsten, liegen nicht eigentlich im Bereich der parallelen Flußläufe, wenn sie ihnen auch gelegentlich nahekommen oder mit ihnen vorübergehend zusammenfallen. Im übrigen könnte ja besonders der zwangsmäandrierende Lauf der Wiesent gar nicht einer geraden Bruchspalte folgen, er würde dann ja in stetem Wechsel über sie hin und her pendeln. Die Zwangsmäander aber zeigen, daß der Fluß bereits einer alten Peneplain angehörte¹⁾.

Es wäre ja auch bei den langen Strecken, die Fluß und Dislokationslinie nebeneinander oft in großer Nähe herlaufen, höchst auffallend, wenn sie nicht gelegentlich auch coincidieren würden. Aber daß trotz gelegentlicher Berührung der Fluß nicht dauernd zum Spaltenlauf hingezogen wird, sondern sich in seinem Bett behaupten kann, weist darauf hin, wie gering der Einfluß selbst weithin aushaltender Dislokationslinien auf einen Fluß sein kann. Am typischsten tritt dies wohl bei der Aufseß vor Augen, doch auch die Wiesent selbst geht einer der großen östlichen Randverwerfungen lange Zeit parallel. Ganz analoge Verhältnisse spiegeln sich auch in der kleinen Spezialkarte, die HERMANN für den von ihm untersuchten Teil des Pegnitzgebietes seiner Arbeit beigegeben hat²⁾.

¹⁾ HERMANN: a. a. O.

²⁾ Herr Kollege HERMANN möchte Aufseß und Wiesental als Synklinaltäler auffassen. Es ist ja schon m. W. zum erstenmal durch GÜMBEL bekannt geworden, daß außer den streichenden Verwerfungen auch ebensolche leichte Aufwölbungen und Einmuldungen des Frankenjuras lokal stattgefunden haben. Aber es ist wohl nicht angängig, in diesem Fall der Ansicht meines verehrten Herrn Kollegen zuzustimmen, da m. E. doch scharf zwischen geologischem und morphologischem Muldenbau einer Gegend zu unterscheiden ist. Von einer morphologischen Mulde ist im Gebiet der beiden genannten Flüsse nichts zu sehen. Das zeigt die Topographie und kann aus jeder Karte ersehen werden. Daß aber ein geologisches Muldentiefstes für den Lauf de:

d) Das Naabgebiet.

Prämiocäne Entwicklung. — Der Naabunterlauf. — Die konsequenten Fichtelgebirgsquelläste. — Die subsequenten Aste. — Die Antagonisten: Roter und Weißer Main. — Die Vils. — Der Regen. — Unabhängigkeit der Talentwicklung von alten tektonischen Linien. — Der Regenunterlauf. — Zusammenfassung.

Die Hauptentwässerungsader der alten von Regensburg weit nach Norden vorgreifenden Senke ist die Naab. Die morphologische Bedeutung dieser Senke ergibt sich schon aus dem auffallenden radialen Zusammenströmen von 4 großen Flüssen zu der Regensburger Gegend hin. Sie charakterisiert sich dadurch schon als bevorzugte Erosionsbasis für weite Flächen ihrer Umgebung schon in längst vergangenen Cyclen. In ihr, und weit gegen Norden hin ihre Ränder überspülend, transgredierte das obere Kreidemeer auf einer alten subaerischen Einebnungsfläche. Daß diese Senke bereits durch prätertiäre tektonische Störungen angelegt wurde, kann nur als wahrscheinlich bezeichnet werden. Denn die Albtafel im Westen, wie auch einzelne Malmblöcke am Fuße des Böhmerwaldes im Osten blieben erhalten. Dazwischen scheint die Juratafel vielfach versenkt und der Beobachtung durch jüngere Sedimente entzogen. Weiter im Norden jedoch ist unzweifelhaft das Fehlen des Malm unter der Kreide festzustellen, eine Tatsache, die sich wohl nur durch die Annahme einer präoberkretazischen Einebnungsfläche zwanglos erklären läßt. Dies aber deckt sich vorzüglich mit den HERMANNSchen Anschauungen, welcher ebenfalls bereits aus seinen Studien im Gebiete der östlichen Randverwerfungen des Frankenjuras das Bestehen prätertiärer tektonischer Störungen wahrscheinlich machte. Die nähere Geschichte der älteren Cyclen ist heute noch unbekannt, doch dürfte die Nabrinne wohl schon im Anschluß an den Rückzug des Kreidemeeres sich angelegt haben. Die ersten deutlichen Relikte der morphologischen Entwicklung findet man erst am Ende des Mittelmiocäns, da obermiocäne Seen- und Süßwasserbildungen hier abermals über den wechselnden, eingeebneten Schichtköpfen einer alten Peneplain zur Ablagerung kamen. —

Im Anschluß an die dann eintretenden tektonischen Störungen des Obermiocäns dürfte dann hier, wie dies auch

Flüsse nicht maßgebend werden konnte, das zeigt die alte Peneplain, welche ohne Rücksicht auf Gesteinhärtenunterschiede und den tektonischen Bau das Gebiet als Ganzes weitgehend denudiert und nivelliert hatte. (Vgl. SPANDEL a. a. O.)

weiter im Westen der Fall war, die Erosivkraft der Flüsse belebt und die Subsequenzzone am Urgebirgsrand in ihrer heute noch bestehenden Schärfe entwickelt worden sein. Der Kampf zwischen Rhein und Donau um den Besitz dieser Zone, in dem die Donau mehr und mehr an Raum verliert,

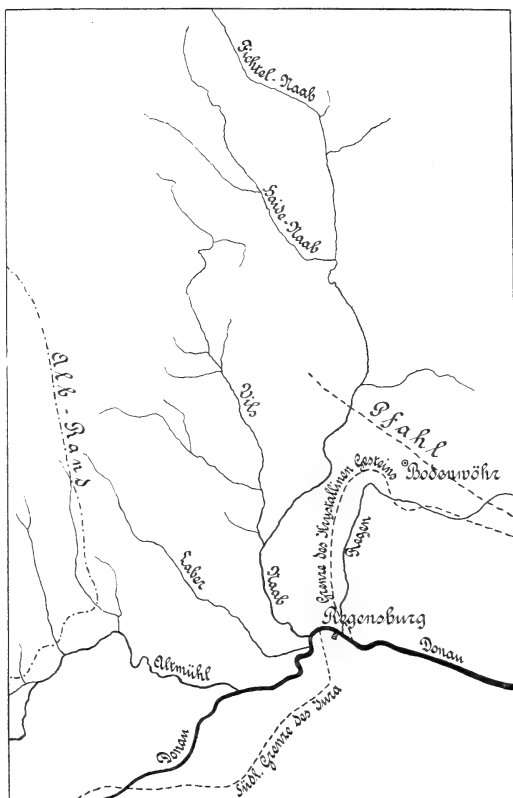


Fig. 22.

Die Flüsse der Regensburger Bucht.

(Nach der Generalstabkarte 1:100000 gezeichnet und verkleinert.)

fällt in die jüngste Epoche der morphologischen Geschichte des Landes.

Der Naabunterlauf hat, ebenso wie dies in besonders auffallender Weise auch am unteren Regen vor Augen tritt, die schon mehrfach erwähnte, wohl zu einer älteren sonst nicht mehr erkennbaren Erosionsbasis (prämittelmioçän), orientierte

N-S-Richtung¹⁾. Diese Richtung verläuft schräg zum Ausstrich der Schichten, wie auch zu den tektonischen Linien des Landes. Sie muß daher als antezedente aufgefaßt werden. Daß diese Richtung eine schon altvererbte ist, bestätigt sich im Oberlauf des Flusses, wo im krystallinen Gestein des Fichtelgebirges die zwangsmäandrierende Waldnaab nach Abspaltung der stärker entwickelten subsequenten Fichtelnaab die alte Richtung weiterführt. Diese aber läßt sich schon durch ihre Zwangsmäander als noch der alten Fichtelgebirgspeneplain angehörig erkennen²⁾.

Die alt übernommene Nord-Südrichtung der Flüsse des krystallinen Fichtelgebirgsgesteins läßt sich ja noch weithin nach Norden verfolgen. Dort bietet daher das Bild der Karte die eigentümliche Erscheinung, daß die Flüsse alle in südlicher bis südwestlicher Richtung das Gebirge verlassen, dann aber nach NW hin vom Main entführt werden³⁾.

Daß diese Umkehr der Flüsse jedoch eine noch jugendliche ist, zeigen die Verhältnisse im Gebiete der Wasserscheide. Ein typischer Fall von Abzapfung wurde schon bei Besprechung des Pegnitzoberlaufes erwähnt. Heute aber liegt der Kampf um die Wasserscheide bereits weiter im Süden⁴⁾. (Vgl. Fig. 21.)

Die Naab entsendet zwei starke subsequente Arme, die Fichtelnaab und die Haidenaab in die breite Subsequenzzone. Ihnen gegenüber stehen die Quellen und Zuflüsse des Mains. Nicht nur die Rote Mainquelle ist dem Donausystem geraubt, auch die bei Neunkirchen einmündende kleine subsequente Ölschitz hat als jugendlicher Räuber unverkennbare Abzapfungen und Umkehrungen begangen. In entsprechender Weise hat beispielsweise die Haidenaab die obere Steinach als Quellast verloren und wird heute bereits von deren jugendlich stark oberhalb Weidenberg vordringenden subsequenten Seitenbächen abermals in dem Besitz ihres obersten Laufstückes bedroht, dessen endgültige Abzapfung unter den jetzt herrschenden Verhältnissen nur eine Frage der Zeit sein kann.

Die Breite und der wechselvolle Aufbau der Subsequenzzone haben nicht nur einem einzigen, sondern beiderseits zwei starken subsequenten Adern starke Entwicklung gewährleistet. Während im Süden Fichtel- und Haidenaab im ganzen parallel nach Norden vordringen, haben sich im Norden Roter Main und Weißer Main als sich gegenseitig bekämpfende Konkur-

¹⁾ Blatt Regensburg (580). Karte des Deutsch. Reiches 1:100000.

²⁾ Blatt Kemnath (534). Karte des Deutschen Reiches 1:100000.

³⁾ Blatt Kulmbach (513). Karte des Deutschen Reiches 1:100000.

⁴⁾ Blatt Bayreuth (533). Karte des Deutschen Reiches 1:100000.

renten entwickelt. Während der Weiße Main hart am Fuße des Fichtelgebirges fließend, die aus diesem kommenden Zuflüsse abfängt und vereinigt, drängte der Rote Main näher am Fuße des Juragebirges gegen Süden vor und besitzt nunmehr einen früher zur Pegnitz gehörigen Oberlauf. Offenbar aber benützte der Main dabei nicht von Anfang an sein heutiges Tal von St. Johannis an abwärts, sondern den breiten Talzug, der von St. Johannis nach Trebgast führt, in dem heute nur zwei dünne, von einer Talwasserscheide nach entgegengesetzten Richtungen abfließende Bäche fließen, um sich erst dort wieder mit seinem jetzigen Flußbett zu vereinigen.

Während früher der ganze Albkörper im Bereiche der Donau lag, ist deren Einzugsgebiet dort heute auf den südwestlichen Teil beschränkt. Der größte Nebenfluß der Naab, die Vils, entwässert das Plateau. Die tiefen Zwangsmäander der Vils lassen sie als einen alten Fluß erkennen. Während aber ihr Unterlauf sehr alter Anlage sein dürfte, zeigt ihr Quellgebiet, daß es sich ein Flußsystem einverleibt hat, welches früher offenbar direkt zur Naab hin entwässerte. Die subsequenten linken Nebenflüsse des Vilsoberlaufes sind gegen SO gerichtet, und konzentrieren sich auf eine breite Talsenke, in der ihnen entgegen die Vilsquelle heute nach Westen fließt, um erst mit ihnen vereinigt in die alte südliche Hauptrichtung der Vils umzulenken. Der höhlenreiche Talzug aber, der heute die Vilsquellen birgt, setzt sich als natürliche Senke, welcher auch die Bahn folgt, heute nach noch Osten über Freiburg zum Röthenbach und dem ursprünglichen Stammtal, dem Naabtal fort.

Es muß zuletzt noch mit einigen Worten des Regens gedacht werden, da dieser besonders klar die Nichtachtung älterer tektonischer Linien in seinem Lauf hervortreten läßt. Daß auch im scheinbar so einheitlichen krystallinen Gestein des Böhmerwaldes subsequente Zonen sich entwickeln konnten, hat v. STAFF¹⁾ bereits gezeigt. Diese Zonen gehen den tektonischen Linien des Gebietes parallel. Die bedeutendste Störungslinie, von unbekanntem Alter, ist im Regengebiet der Pfahl. Doch ohne durch sie behindert und aus ihrer Richtung geworfen zu werden, setzt der Regen über sie hinweg. Ebenso aber auch über die Randspalten des Bodenwöhrer Beckens, das er quer zum Streichen der Sedimente passiert, um jenseits desselben wieder ins krystalline Gestein einzutreten.

Ein solches Verhalten wäre gegenüber einer jungen tek-

¹⁾ v. STAFF: a. a. O.

tonischen Störung, die Gegensätze in den Lagerverhältnissen der Schichten schafft, undenkbar. Sie scheint nur erklärbar, unter der Annahme, daß der Fluß bereits einer alten Einbnungsfläche angehört hat, welche die Gegensätze zwischen Hoch und Tief, und die Einflüsse des geologischen Baues bereits weitgehend ausgeglichen und eliminiert hat. Zudem zeigt auch der Regen, daß die Flüsse in der Regel keineswegs an Spalten in ihrem Lauf gebunden sind, denn diese müssen gar nicht als der Erosion am zugänglichsten erscheinende Stellen an der Oberfläche entwickelt sein. Es sind vielmehr Verwerfungen, welche für die Richtung von Flüssen mittelbar maßgebend werden können, indem sie einerseits stets die Gefällsverhältnisse der Oberfläche beeinflussen, andererseits an den Klufrändern leicht verschieden harte Gesteine nebeneinander zu liegen bringen. Dies aber begünstigt das Fortschreiten der Erosion entlang der Verwerfungslinie ebenso, wie es entlang der normalen Ausstrichlinie verschieden harter Schichtköpfe stattfindet.

Diese Auffassung gestattet ebenso eine Erklärung der Nichtberücksichtigung des Pfahles wie der Bodenwöhrer Bucht durch den Regen. Aber unerklärt bleibt noch nach seinem Wiedereintritt in das krystalline Gestein der merkwürdige Lauf seines Unterlaufes. Eine völlig befriedigende Erklärung dieser Verhältnisse steht auch heute noch aus.

Wenn es mir auch nicht geglückt ist, zur Lösung dieser Frage beweisendes Material zu erhalten, so sei mir doch gestattet, noch kurz einem Gedanken Ausdruck zu verleihen, der eine mögliche Lösung des Rätsels geben könnte.

Das ist die Auffassung des Regenunterlaufes als Schichttrandfluß. Der Lauf ist oberhalb wie unterhalb des Knicks parallel der heutigen Grenze des krystallinen gegen das sedimentäre Gestein. Dieses aber muß vor seiner tektonischen Störung und subaerischen Denudation einst ein viel höheres Niveau eingenommen haben.

Zu einer gewissen Zeit wird es in der Höhe des heutigen Regens gelegen haben und dieser wird damals wohl ein Nebenfluß der Naab gewesen sein.

Der normale Entwicklungsgang innerhalb eines einheitlichen Cyclus erklärt aber die Ablenkung nicht. Denn innerhalb eines solchen würde das Regenbett einfach mit dem Zurückweichen der Schichten von der Höhe am Gehänge herabgeglitten und Schichttrandfluß geblieben sein.

Dies ist aber nicht der Fall. Also ist zur Zeit, da der Schichttrand in der Regenhöhe lag, eine Unterbrechung des normalen Cyclus, eine Veränderung der Erosionsbasis notwendige Voraussetzung. Diese könnte z. B. sehr wohl im Anschluß an die altobermiocänen Störungen in der Weise eingetreten sein, daß etwa die krystalline Scholle sich nach Süden hin mit der sich dort tieferlegenden Erosionsbasis etwas geneigt hätte.

Dadurch könnte einerseits der Regen Zeit gehabt haben, sein Bett im krystallinen Gestein zu fixieren, so daß er nun nicht mehr mit der Erosion des Schichtrandes zur Tiefe glitt, und andererseits könnte am damaligen Schichtrande ein junger Räuber (in vielleicht schon vorangelegtem Bett) gegen Norden vorgedrungen sein und den Regen angezapft haben, so daß die nun nach Süden abfließende Wassermasse ebenfalls stark genug war, sich ein stabiles Bett im krystallinen Gestein auszukerben.

Die Begünstigung und Bevorzugung der Schichtrandflüsse, besonders am Kontakt zweier so überaus verschiedener Gesteine, wie sie hier vorliegen, zeigt im kleinen heute noch das den Keilberg bei Regensburg umgebende Wassernetz in ganz analoger Weise, wie es hier für den alten Regen angenommen ist.

Fassen wir das Resultat der Betrachtungen über die morphologische Entwicklung des Frankenjuras zusammen, so ist vor allem die Erkenntnis wichtig, daß diese seit mittelmioцäner Zeit gleicher Art war, wie die des schwäbischen Juras, und mit ihr gleichen Schritt hielt.

Allerdings stößt hier infolge des Mangels jüngerer Schichten und der noch erkennbaren Relikte älterer Cyclen, welche auf eine frühere von Schwaben divergente Entwicklung hinweisen einerseits, infolge mangelhafter geologischer Kartierung und der höchst spärlichen Literatur andererseits, eine Chronologisierung und Altersgleichstellung der einzelnen Fälle mit schwäbischen Verhältnissen oft auf unüberwindliche Schwierigkeiten, wenn auch die Analogie der Gesamtentwicklung unverkennbar ist. Die sichere Festlegung der Einzelfälle aber wird der Gegenstand künftiger Detailuntersuchungen sein müssen, welche das hier skizzierte Gesamtbild zwar vielleicht in manchen Einzelzügen werden modifizieren können, nicht aber die einfachen und aus der verwirrenden Menge des Details doch klar hervortretenden Grundzüge des Planes, welchem die Entwicklung der Landschaft hier gefolgt ist.

Denn unbedingt steht fest, daß auch der Frankenjura, wie der schwäbische, seit mittelmioцäner Zeit völlig von der Erosionsbasis der Donau beherrscht war und erst in jüngster Zeit weite Teile seines Einzugsgebietes an den vordringenden Main verlor.

VI.

Zusammenfassung der wichtigsten Resultate.

Fassen wir die Resultate obiger Ausführungen kurz zusammen, so ist zunächst hervorzuheben, daß auch die in der hier untersuchten Landschaft vorkommenden Erscheinungen in der Natur mittels der deduktiven Methode zugrundeliegenden Prin-

zipien restlos zu einem **einheitlichen** Ganzen sich zusammenfassen ließen.

Als eines der wichtigsten Resultate muß die Erkenntnis gelten, daß, entgegen den verschiedenen bereits vorliegenden Versuchen anderer Auslegung, die Entwicklung der gesamten süddeutschen Schichtstufenlandschaft seit miocäner Zeit eine vollkommen einheitliche war, welche sich völlig unter der Herrschaft der Donauerosionsbasis vollzog.

In prämittelmiocäner Zeit waren zum Teil andere Bedingungen für die Entwicklung der Landschaft maßgebend. Damals wurde bereits der heute noch so auffallende Juraknick, welcher die Alb aus west-östlichem in süd-nördliches Streichen umlenkt, wohl unter dem Einfluß einer anderen Erosionsbasis angelegt. — In mittelmiocäner Zeit treten uns zum erstenmal die deutlich fixierbaren Reste einer nach Süden hin gerichteten Entwässerung entgegen.

Diese strebte zunächst selbständig dem Meere zu und wurde dann der im Anschluß an das zurückweichende Molassemeer entstehenden Donau tributär.

Die in Verbindung hiermit stattfindenden mittel- und obermiocänen Störungen belebten die Erosion, scheinen aber in dem gleichen Sinne Niveauneigungen bewirkt zu haben, in dem der vorhergehende Cyclus bereits solche vorgefunden hat, so daß der neueintretende obermiocäne Cyclus auf der Albtafel in einheitlichem Gestein arbeitend lediglich alte Flüsse zu übernehmen und deren Talzüge weiter zu entwickeln hatte.

Seit der Trockenlegung der Landschaft zur obersten Jurazeit waren trotz der relativen tektonischen Ruhe des Gebietes eine Reihe subaerischer Cyclen über die Oberfläche desselben gezogen, welche jedoch die Oberfläche entsprechend den geringen Niveauschwankungen, auch nur wenig denudiert hatten. So stellt sich die Transgressionsfläche der oberen Kreide im SO des Gebietes als letzter Rest einer präobercretazischen Peneplain dar. Die Zahl und die Art der prämittelmiocänen Cyklen ist jedoch heute noch nicht näher bekannt.

Spuren älterer Cyclen als der obermiocäne haben wir vor allem in der Peneplain auf der sich der neue Cyclus entfaltete. Die Peneplain muß weit ausgereift gewesen sein, der Albrand als topographische Wand, wie heute, kann damals noch nicht bestanden haben, vielmehr waren die Schichtköpfe ohne Rücksicht auf ihre Härten nivelliert. Auf älteste Fluß-

laufstücke dieses Cyclus wurde z. B. im Riesgebiet hingewiesen.

Relikte alter Cyclenstadien von unbestimmtem Alter treten häufiger auf im Gebiete der fränkischen Alb. Dort war es die altübernommene Richtung der Quellflüsse im krystallinen Gestein des Fichtelgebirges; die entsprechende Richtung der Alberosionsbuchten am westlichen Albrande und im Mittelstück die Fichtelgebirgsgesteine der Albüberdeckung, welche auf eine weit verbreitete alte im ganzen südlich bis westlich gerichtete Erosion hinwiesen.

Aber die Chronologisierung und Einordnung der Einzelercheinungen in eine bestimmte zeitliche Aufeinanderfolge scheint heute im Frankenjura noch nicht möglich da jüngere stratigraphische Horizonte zum Vergleich fehlen, und das bisherige Studium der Albüberdeckung diese noch völlig ungenügend bekannt gemacht hat. Zudem verwischen Karsterscheinungen und abweichender, wechselnder petrographischer Habitus das topographische Bild der Landschaft, während die geologische Detailkartierung noch völlig aussteht. Auch die Literatur über das Gebiet ist eine auffallend spärliche.

Fast alle Chronologisierungsversuche sind daher auf die Analogisierung mit den besser bekannten schwäbischen Verhältnissen angewiesen.

Solche Gleichstellungen lassen sich aber nur im Großen ausführen. Diese ergeben denn auch eine vollkommene Übereinstimmung der Entwicklungsgeschichte der Oberfläche in Franken und in Schwaben.

Die ersten weithin erhaltenen Spuren seiner Anwesenheit hat der obermiocäne Cyclus hinterlassen, dem bei der tektonischen Ruhe des Gebietes genügend lange Zeiträume zu seiner Entwicklung zur Verfügung standen, der daher bei seinem Abschluß im ältesten Pliocän die Oberfläche wiederum weitgehend peneplainisiert hatte.

Seine Relikte treten uns vornehmlich in Schwaben entgegen:

1. Auf der Alb in der Anlage der jetzt zwangsmäandrierenden, nach beiden Seiten geöffneten großen Durchbruchstäler, die oft heute an ihrem breiten Talboden eine flache Talwasserscheide tragen. Die Entstehung dieser Täler aus der heutigen Hydrographie zu erklären ist unmöglich.

2. An den östlichen Schwarzwaldgehängen, wo die heutigen Flüsse in altübernommenen Betten in süd-

östlicher Richtung der Donau zustreben, bis sie in der Niederung des Neckars plötzlich umgelenkt und nach Norden hin entführt werden.

Die Ursache des Eintretens dieses obermiocänen Cyclus finden wir in den tektonischen Störungen, welche einen bereits völlig ausgereiften Cyclus wieder verjüngten und die Albtafel — vielleicht erneut — leicht gegen Süden hin neigten.

Die Donau mußte schon im Anschluß an den Rückzug des mittelmiocänen Molassemeeres entstanden sein. Damals aber schütteten bereits Schwarzwaldflüsse Weißjurakalktrümmer als Schuttkegel in das Meer. Der Schwarzwald hatte sich also bereits vorher aus der Peneplain herausgehoben.

Der älteste bekannte Donaulauf läßt sich durch das Vorkommen altpliocäner Schotter mit Unterbrechungen entlang der ganzen Südgrenze des Gebietes — vom Schwarzwald bis zum Böhmerwald verfolgen.

Über den schon alt in seiner Richtung angelegten Nordzug der Albtafel strömten gleichfalls konsequente Flüsse vom Fichtelgebirge herab gegen S und SW. Aber die konsequente Entwässerung wurde im Laufe der Entwicklung stark durch die kräftigen subsequenten Flüsse beschnitten, welche den Albkörper von Osten und Westen umspannten und so zur Donau entwässerten.

Die von Kreidesedimenten erfüllte Bucht von Regensburg zeigt in den radial auf sie zuströmenden großen Flüssen, daß hier seit langem ein begünstigter Tiefenpunkt der Landschaft, ein als Erosionsbasis besonders bevorzugter Punkt gelegen ist. Der Regen gibt zudem interessante Aufschlüsse über die Wechselbeziehungen zwischen Flußläufen und dem geologischen Aufbau des von ihnen durchströmten Geländes.

Dieser obermiocäne Cyclus wurde zu Ende der obermiocänen Zeit von dem pliocänen Cyklus abgelöst, der bis heute in seiner Entwicklung noch nicht zum Abschluß gekommen ist. Während der vorhergehende aber ausschließlich unter dem Zeichen der Donauherrschaft stand, steht dieser großenteils unter dem Zeichen des Kampfes zwischen Donau und Rhein, indem der Rhein mit jugendkräftiger Erosion allenthalben das alte Donaueinzugsgebiet beraubt und die schon genannten zahlreichen Abzapfungen und Flußumkehrungen verursachte.

Der gegenwärtige Stand dieses Kampfes kommt in der Lage der kontinentalen Wasserscheide zum Ausdruck. Auffallend ist ihre Ausbuchtung nach Norden an beiden Enden

— im Schwarzwald und im Fichtelgebirge —, sowie ihre in der Mitte, im Würnitz-Alt-mühlgebiet, gleichfalls nach Norden hin vorspringende Wölbung. Diese aber erklären sich einheitlich aus dem morphologischen Entwicklungsgang der Landschaft, indem sie gerade die den jungen Rheinzufüssen am schwersten zugänglichen Stellen sind, welche daher heute noch der Donau erhalten, aber sämtlich in diesem Abhängigkeitsverhältnis stark bedroht sind.

Am schärfsten kommt morphologisch im **nördlichen Albvorlande** dieser Kampf zum Ausdruck, wo vielfach die heutigen Flüsse in alten Betten mit umgekehrtem Gefälle laufen, wie die den Hauptflüssen heute noch entgegengerichteten Nebenflüsse deutlich erkennen lassen. Auch diese Verhältnisse lassen sich in dem gesamten Gebiet ihres Vorkommens nur durch die Annahme einer früheren Entwässerung nach Süden zur Donau hin erklären.

SCHEU hatte diese Verhältnisse als Erster für die Neckar-nebenflüsse Kocher und Jagst erkannt und gedeutet. Seine diesbezüglichen Ergebnisse haben aber Gültigkeit für die gesamte süddeutsche Schichtstufenlandschaft und lassen dadurch deren morphologische Entwicklung als eine überaus einfache und einheitliche erkennen.

Die Ursache dieser in dem ganzem Gebiet auftretenden Erscheinung des siegreichen Vordringens der Rheinerosionsbasis muß also außerhalb des Gebietes selbst zu suchen sein, da sie es einheitlich beeinflußte.

SCHEU hatte die Umkehr der Neckarzuflüsse nach stratigraphisch-paläontologischen Funden ins mittlere Diluvium legen können. Allerdings nimmt er für sein Gebiet nur eine lokale Ursache für den Beginn des neuen Cyclus an. Da aber die ganze süddeutsche Stufenlandschaft analoge Entwicklung durchlaufen hat und morphologisch dem SCHEUSCHEN Arbeitsgebiete völlig gleichwertig erscheint, muß die Ursache der allgemeinen Wiederbelebung der Erosion auch eine allgemeine gewesen sein.

Und diese ergibt sich aus der Tieferlegung der Rheinerosionsbasis im mittleren Diluvium im Anschluß an den Durchbruch des Rheins durch das Rheinische Schiefergebirge und die Umkehr seines Abflusses nach Norden zur nahen Nordsee.

Schematisch dargestellt lassen sich also folgende Phasen in der Entwicklung der Landschaft sicher fixieren:

1. **Präobermiocäner (mittelmiocäner) Cyclus**, der mit der präobermiocänen Peneplain endete.

2. **Obermiocäner Cyclus**, der im Anschluß an den Rückzug des Molassemeeres sich entwickelte und mit der altpliocänen Peneplain endete.

3. **Der pliocäne Cyclus**, der im Anschluß an den jetzt noch so deutlich sichtbaren Albabbruch entstand, und die heutigen Talanlagen schuf, die sich in glazialer und postglazialer Zeit bis heute ohne wesentliche Störungen weiter entwickelten.

4. Als störender Räuber fiel in den letzten dieser drei normalen Donaacyklen der ortsfremde **mitteldiluviale Rheincyclus** ein, der durch die zunehmende Beraubung der die Landschaft beherrschenden Donauzuflüsse durch die Rheinnebenflüsse charakterisiert ist und heute besonders im nördlichen und westlichen Vorlande der Alb das Relief der Landschaft modelliert.

3. Über die Entwicklung des Wesertales.

(Vortrag, gehalten in der Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft vom 6. Dezember 1911.)

Von Herrn L. SIEGERT.

(Mit 4 Textfiguren.)

Die Terrassen der mittel- und norddeutschen Flüsse haben in den verschiedenen Flußsystemen eine voneinander sehr abweichende Gliederung erfahren. Man hat sie in altdiluviale und jungdiluviale Terrassen eingeteilt, wie auf der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen; man hat eine beliebige, besonders gut erhaltene Terrasse heraus gezogen und sie als Hauptterrasse den anderen gegenübergestellt, wie an der Werra; man unterscheidet eine obere, mittlere und untere Terrasse, wie an der oberen Weser; man spricht von Nieder-Mittel-Hauptterrasse und ältestem Diluvialschotter, wie am Niederrhein. Diese geringe Übereinstimmung in der Gliederung deutet wohl darauf hin, daß überall künstliche Systeme geschaffen wurden, die nur lokalen Wert besitzen. Ein natürliches System muß die Beziehungen der Terrassen zu den natürlichen Gliedern des norddeutschen Glazialdiluviums, zu den verschiedenen Glazial- und Interglazialbildungen erkennen lassen, wie dies zur Zeit z. B. im Stromgebiet der Saale durchgeführt ist.

Der Hauptschnitt liegt in einem solchen natürlichen Terrassensystem an der Grenze des Diluviums gegen das Pliocän. Mit größter Sicherheit und Leichtigkeit lassen sich nach dem Auftreten oder Fehlen von nordischem Material in den Terrassenschottern zwei große Gruppen unterscheiden: präglaziale und diluviale Terrassen. Von dieser sicheren Basis aus wird man dann schnell zu einer spezielleren, natürlichen Gliederung aller Terrassen gelangen. Man wird daher in einem Stromgebiet zuerst einen Abschnitt untersuchen, der noch innerhalb der nordischen Vereisungszone liegt.

Im Wesertale, dessen Entwicklung Ihnen zu schildern ich heute Abend die Ehre habe¹⁾, liegt die südlichste Grenze der ehemaligen Vereisungen in der Gegend von Hameln. Hier treffen wir auch sofort auf eine Reihe wichtiger und für die Gliederung der Terrassen entscheidender Profile. Dicht an der Ostseite der Stadt Hameln ist in einer Erstreckung von etwa 1 km durch zahlreiche Kiesgruben und Anschnitte folgendes Profil aufgeschlossen (Fig. 1).

An der Basis des Berghanges liegen, etwa 10 m mächtig, echte Weserschotter mit nordischem Material. Sie sind durch Kiesgruben etwa bis zum heutigen Weserspiegel erschlossen, ohne daß ihr Liegendes erreicht worden ist. Nach oben folgen etwa 4 m Mergelsande und Bändertone, die nach Süden hin teilweise zerstört sind. In den obersten Partien wechsellagern sie mit dünnen Bänken einer typischen Grundmoräne, die sich dann, stellenweise zahlreiche gekritzte Geschiebe führend, in mächtigerer Entwicklung darauf legt. Über ihr folgen ca. 10 m feine Sande mit viel nordischem Material, neben welchem das manchmal lagenweise angeordnete Wesermaterial teilweise sehr zurücktritt. Eine bis ins einzelste durchgebildete, oft

¹⁾ Diese vorläufige Mitteilung ist hervorgegangen aus dem 1909 erhaltenen Dienstauftrag, für die Kartierung der Weserterrassen, die bis dahin eine sehr verschiedene stratigraphische Deutung erfahren hatten, eine gleichmäßige Gliederung durchzuführen. Auf mehrwöchentlichen Begehungen in den Jahren 1909 und 1910 wurde das Wesertal von der Werraquelle bis in die Gegend von Schlüsselburg, also bis ziemlich tief in das Glazialgebiet hinein genauer untersucht. Weitere Begehungen galten dem Fuldatale, sowie der Gegend zwischen Porta und Osnabrück. Die Ergebnisse wurden außer auf zahlreichen Kartenskizzen vor allem in einem über 40 Meßtischblätter hinwegreichenden Längsprofil niedergelegt, in welchem die Oberkanten der Terrassen auf Grund von einigen 100 Einzelbeobachtungen und Höhenbestimmungen der Terrassenrelikte von der Werraquelle bis nach Schlüsselburg dargestellt sind. Eine Kopie dieses Längsprofils, welche, entsprechend dem Zweck der Demonstration in einem großen Saale, unter Fortlassung aller Einzelheiten eine sehr starke Überhöhung besaß, wurde bei dem Vortrag benutzt. Das Profil wird mit allen Einzelheiten veröffentlicht werden. Auf diese ausführlichere Arbeit muß auch wegen zahlreicher Einzelheiten im Text dieser vorläufigen Mitteilung wiederholt verwiesen werden.

Der vorliegende Vortrag war bereits für Dezember 1910 angezeigt, konnte aber, wie auch Herrn GRUPE bekannt war, leider krankheitshalber in jenem Winter nicht gehalten werden. Die im Sommer 1911 erschienene Bemerkung von Herrn GRUPE in seiner Arbeit „Über das Alter der Dislokationen usw.“, daß er „bislang nicht erfahren habe“, wie ich mir manche Verhältnisse vorstelle, ist mir daher unverständlich. Im Sommer 1911 fanden nochmals Revisionsbegehungen der Weserterrassen statt.

alle Dezimeter wechselnde Diagonalschichtung verleiht ihnen ein besonderes Gepräge. Lößkindelartige Verkittungen des Sandes, die gleichfalls häufig lagenweise auftreten, fallen nebenbei noch besonders ins Auge. Den Abschluß des Profils bilden kuppige, endmoränen- oder kamesartige Aufschüttungen. Ihr Material besteht aus großen nordischen Blöcken und Geröllen, feinen Glazialsanden, sowie meist nur kantengerundeten, vielfach noch scharfeckigen, meist sehr großen Kalkplatten und anderem einheimischen Schutt, ferner an Menge zurücktretendem Wesermaterial. Am nördlichen Ende jenes Schotterzuges fallen

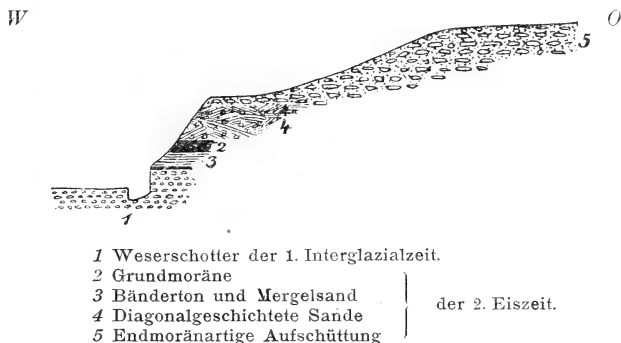


Fig. 1.

Querprofil durch die Kiesberge östlich von Hameln.
 (Längen zu Höhen = 1:2,5.)

die Schotter in steiler Deltaschichtung nach Nordwesten zu ein. Wir haben also hier eine etwa 10 m mächtige Weserterrasse, überlagert von sehr mannigfach zusammengesetzten Glazialbildungen. Das ist die 70 m mächtige Weserterrasse der 1. Eiszeit von Herrn GRUPE. Nicht einen einzigen dieser vielen Horizonte hat Herr GRUPE in seinen bis jetzt erschienenen Arbeiten über die Weser¹⁾ ausgeschieden, obwohl er gerade auf das Hamelner Profil einen ganz besonderen Wert legt. Er betont im Gegenteil stets die Einheitlichkeit dieser mächtigen Ablagerungen²⁾.

¹⁾ GRUPE: Zur Frage der Terrassenbildung im mittleren Flußgebiete der Weser und Leine und ihrer Altersbeziehung zu den Eiszeiten. Diese Zeitschrift, 1909. Monatsberichte S. 479—480, S. 496. — Über das Alter der Dislokationen des Hannoverisch-Hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen. Diese Zeitschrift, 1911, Seite 289.

²⁾ Über meine Gliederung der Weserterrassen und der Glazialablagerungen im allgemeinen, wie über die des Hamelner Profils im be-

Die echten Weserschotter an der Basis des oben geschilderten Profiles führen, wenn auch oft spärlich, doch in ihrer gesamten ca. 10 m aufgeschlossenen Mächtigkeit nordisches Material, sind also sicher diluvial. Weiter talabwärts mehrt sich nicht nur die Zahl der nordischen Gerölle, insbesondere der Feuersteine, sondern es treten auch oft über kubikmeter-große nordische Blöcke in mittleren und in sehr tiefen Lagen auf. Es liegen hier ganz die gleichen Verhältnisse vor, wie sie seit langem aus der Provinz Sachsen bekannt sind. Echte Flußschotter, z. B. der Saale, mit nordischen Geröllen und großen Blöcken werden vom Glazialdiluvium überlagert. KARL v. FRITSCH war wohl der erste, welcher jenes nordische Material in den Flußschottern als Relikt einer durch die Flüsse zerstörten älteren Grundmoräne ansprach. Die spätere Auffindung dieser Grundmoräne durch meine Kartierungsarbeiten hat seine Auffassung voll bestätigt.

Bei unserem Weserschotter liegen die Verhältnisse ganz ähnlich. Eine Reihe von Gründen, die hier wegen Zeitmangels nicht einzeln vorgetragen werden können, sprechen dagegen, daß dieses nordische Material etwa einem der Terrasse gleich-alterigen Inlandeis entstammt und von dessen Gletscherströmen etwa durch das Tal der Hamel während einer Eiszeit zugeführt wurde. Die einfachste Erklärung ist vielmehr die, daß das nordische Material im Weserschotter einer älteren Grundmoräne entstammt, welche bei der Erosion jenes Wesertales, dessen Schotter die Basis des Hamelner Profils bilden, zerstört wurde. Reste einer sehr tief gelegenen Grundmoräne in der Gegend von Oeynhausen—Löhne dürften wohl das gleiche Alter besitzen. Die Weserschotter liegen also zwischen zwei Grundmoränen, womit ihr interglaziales Alter festgelegt ist.

Von ganz besonderer Wichtigkeit ist nun, daß innerhalb des Vereisungsgebietes Flußschotter auftreten, welche kein nordisches Material führen, also für unser Gebiet präglazial sind. Sie besitzen entweder die gleiche Meereshöhe wie die interglazialen Weserschotter oder liegen nur um wenige Meter darüber, so daß eine weitere Terrasse dazwischen nicht möglich ist. Infolgedessen müssen die interglazialen Weserschotter der 1. Interglazialzeit angehören, die sie unter- und überlagernden Grundmoränen aber der 1. und 2. Eiszeit unseres Gebietes. Das Normalprofil unserer Gegend ist dann folgendes:

sonderen, war Herr GRUPE durch Herrn Geheimrat WAHNSCHAFTE bereits mehrere Wochen vor diesem Vortrage unterrichtet worden.

2. Eiszeit	Glazialbildungen
1. Interglazialzeit	Weserschotter mit nordischem Material
1. Eiszeit	Reste von Glazialablagerungen
Präglazialzeit	Flußschotter ohne nordisches Material.

Diese Gliederung hat zunächst nur lokalen Wert; da aber in Südhannover nur Ablagerungen der beiden ältesten Eiszeiten bekannt geworden sind, so wäre es an und für sich kein allzu kühner Schluß, wollte man die Eiszeiten im vorstehenden Profil damit parallelisieren. Es läßt sich aber auch noch ein exakter Beweis für die Richtigkeit dieser Auffassung erbringen.

An die Weserterrasse der 1. Interglazialzeit legt sich seitlich eine etwas tiefere, also jüngere Terrasse an. Verfolgen wir diese talaufwärts, so sehen wir, daß das wiederholt beschriebene Interglazialprofil der Grube Nachtigall dieser Terrasse angehört. Damit und durch die Lage im Gesamtprofil ist das Alter dieser Terrasse als 2. Interglazial bewiesen. Durch die Beziehung des Profils von Nachtigall auf diese Terrasse ist auch nachgewiesen, daß mit Ablagerung ihrer höheren Schotterpartien eine neue Eiszeit anbricht. Zwischen diese jüngere Interglazialterrasse und das Alluvium schaltet sich endlich in der Gegend von Hameln noch eine deutliche Talstufe ein, welche nach Analogie mit ähnlichen Stufen in anderen Gebieten als Postglazial-Terrasse bezeichnet werden soll. Daß die Terrassen der 1. und 2. Interglazialzeit selbständige Terrassen sind und die 2. Interglazialterrasse nicht etwa nur eine Erosionsform der 1. Interglazialterrasse ist, geht daraus hervor, daß sie nicht nur selbständige Oberflächen, sondern auch damit korrespondierende selbständige Basisflächen haben. Dasselbe gilt auch für die postglaziale Terrasse, deren Sockel im Oberlauf (Werra) zu beobachten ist.

Das Normalprofil unserer Gegend ist daher folgendes:

Alluvium und Postglazialzeit.	Mehrere Weserterrassen.
3. Eiszeit.	Glazialbildungen fehlen. Auf eine Abkühlung des Klimas deutet die Fauna der oberen Schotterpartien der Grube Nachtigall hin.
2. Interglazialzeit.	Weserterrasse. Tiefere Schotter und Tone von Nachtigall.
2. Eiszeit.	Bändertone, Mergelsande, Grundmoräne, Glazialsande und endmoränenartige Bildungen von Hameln an talabwärts.
1. Interglazialzeit.	Weserterrasse mit nordischem Material.
1. Eiszeit.	Reste von Glazialbildungen.
Präglazialzeit bzw. Pliocän.	Mehrere selbständige Akkumulationsterrassen der Weser und ihrer Nebenflüsse.

In diesem eben entwickelten Normalprofil unserer Gegend gibt es also präglaziale Ablagerungen, Ablagerungen zweier Eiszeiten und Hinweise auf den Einfluß einer 3. Eiszeit, Ablagerungen zweier Interglazialzeiten, eine postglaziale und eine alluviale Terrasse. Es sind also sämtliche Glieder vertreten, welche in einem vollständigen Diluvialprofil Norddeutschlands nach dem jetzigen Stande unserer Kenntnis überhaupt möglich sind. Unsere Zählung der verschiedenen Eiszeiten und Interglazialzeiten besitzt also nicht nur lokalen, sondern allgemeinen Wert.

Nimmt man an, daß die Diluvialzeit in Norddeutschland mit den Ablagerungen unserer 1. Eiszeit wirklich erst beginnt, dann kann man natürlich die präglazialen Ablagerungen ohne weiteres in die Pliocänzeit setzen. Würde es sich dagegen erweisen, daß dieser Eiszeit noch eine ältere vorausgegangen ist, so müßte man für die jüngsten präglazialen Bildungen diesen Namen beibehalten und dürfte nur die älteren als pliocän bezeichnen.

Der Begriff Interglazialzeit ist hier in einem etwas weiteren Umfang gebraucht, als gemeinhin üblich ist, wie dies früher ausführlich begründet wurde¹⁾. Der Widerspruch zwischen der von mir gewählten Bezeichnung „Interglazialterrasse“ für unsere Flußschotter und dem von den alpinen Glazialgeologen geübten Brauch, die Terrassen den verschiedenen Eiszeiten zuzurechnen, ist nur ein scheinbarer, wie z. B. ein Blick auf das mittlere (Fig. 25) der von PENCK²⁾ entworfenen Radialprofile durch das Moränengebiet des Innegletschers zeigt. Die tiefsten Partien der Würmschotter dürften sehr wohl der vorhergehenden Interglazialzeit angehören, wie solche durch PENCK aus der Gegend von Au beschrieben werden. Die höheren stehen schon unter dem klimatischen Einfluß der heranrückenden Eiszeit. Die höchsten, mit der Würmmoräne verzahnten Schotter aber sind echte Glazialschotter. Da solche Glazialschotter in Norddeutschland stets eine total andere petrographische Zusammensetzung haben, wie die darunter liegenden Flußschotter, so hat man sie hier nie mit jenen zu einer einheitlichen Ablagerung vereinigt wie in den Alpen, wo ein solcher petrographischer Unterschied nicht vorhanden ist. Wir haben also auch in den petrographisch einheitlichen alpinen Terrassen mindestens

¹⁾ SIEGERT: Zur Kritik des Interglazialbegriffes. Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanstalt für 1908, Bd. XXIX, S. 551. — Zur Theorie der Talbildung. Diese Zeitschr., Monatsber. S. 30.

²⁾ PENCK und BRÜCKNER: Alpen im Eiszeitalter. Bd. I, S. 134.

folgende 3 Horizonte repräsentiert: In dem erodierten Tale und den basalen Schottern Zeugen einer warmen Interglazialzeit. Darauf folgen Schichten, deren Fauna und Flora Zeugen eines kühleren Klimas sein würden: Oberes (kaltes) Interglazial (SIEGERT). Diese werden überlagert von echten Glazialschottern, Äquivalenten der in Norddeutschland eine total andere petrographische Zusammensetzung wie die Flußschotter aufweisenden Schmelzwasserabsätze.

Damit jedoch durch den von mir aus praktischen Gründen erweiterten Begriff „Interglazial“ keine Mißverständnisse entstehen, ist diesem Vortrag am Schluß noch eine übersichtliche Tabelle der Entwicklung des mittleren Wesertales mit etwas ausführlicherer Darstellung meiner Anschauungen über die Verteilung der Erosions- und Akkumulationsarbeit auf die einzelnen Perioden beigelegt worden. Weiter talaufwärts ist die Entwicklung, wie schon aus dem Einschneiden neuer Terrassen hervorgeht, eine etwas andere.

Bei der folgenden Besprechung der einzelnen Glieder des oben entwickelten Profiles sollen nur ganz kurz jene Tatsachen erwähnt werden, welche zum Beweis der hier entwickelten Anschauungen über die Entstehung des Wesertales und zur Widerlegung anderer Ansichten unbedingt nötig sind. Wegen Einzelheiten muß auf die erwähnte größere Arbeit verwiesen werden.

Pliocäne bzw. präglaziale Terrassen.

Es konnten im Werra-Wesertal etwa 6 teils durch das ganze Tal, teils wenigstens auf längere Strecken hin verfolgbare Terrassen festgestellt werden. Daß die Relikte um so spärlicher sind, je höher die Terrassen liegen, ist eine so elementare Tatsache, daß man darüber keinerlei Worte zu verlieren braucht. Nach oben hin folgen noch verschiedentlich vereinzelte Reste von Terrassen, bzw. Geröllstreuungen, die zu weit auseinander liegen, als daß sie mit Sicherheit auf einander bezogen und die Terrassen, denen sie angehören, auf größere Strecken hin rekonstruiert werden konnten.

Früher vereinigte Herr GRUPE¹⁾ den größten Teil dieser Terrassen auf mancher Strecke, wie in der Gegend von Fürstenberg, zu seiner etwa 100 m mächtigen Weserterrasse der 1. Eiszeit. Auf meine Kritik hin hat Herr GRUPE dann eine der höheren Terrassen als „altpliocäne Terrasse“ abgetrennt.

¹⁾ Diese Zeitschr. 1905, Monatsber. S. 43.

Wie weit dieser Name das Richtige trifft, mag dahingestellt bleiben. Sicher können wir nur das Alter der jüngsten Terrasse aus diesem Komplex bestimmen, die unmittelbar vor der 1. Invasion des Eises in unserer Gegend entstand.

Mögen die pliocänen Terrassen auch einzelne petrographische Eigentümlichkeiten aufweisen, so sind diese doch nicht so scharf ausgeprägt, daß man darnach allein irgend eine Terrasse zu bestimmen und zu verfolgen im Stande wäre. Hierfür ist allein die Höhenlage maßgebend.

Von besonderem Interesse sind die tiefsten Terrassen, weil sie talabwärts unter das Niveau der nächst jüngeren, der Terrasse der 1. Interglazialzeit, hinabtauchen, und damit auch an der Weser, die für das Verständnis der norddeutschen Talbildungen wichtige Tatsache der Terrassenkreuzung in Erscheinung tritt. Profile dieser Art, deren ausführliche Kritik hier nicht gegeben werden kann, die auch zum Teil, infolge schlechter Aufschlüsse bei meiner Begehung, einer nochmaligen Prüfung bedürfen, liegen in der großen Kiesgrube südöstlich von Hameln, und bei Helpensen. Besser aufgeschlossen und daher sicherer, bestimmbar sind aber die an verschiedenen Punkten nachgewiesenen pliocänen Nebental-schotter östlich und südöstlich von Hessisch-Oldendorf.

Ablagerungen der 1. Eiszeit.

Wenn die eben erwähnte Beobachtung von präglazialen, also von nordischem Material freien Schotter in den tieferen Lagen der großen Hamelner Kiesgrube sich bei besseren Aufschlüssen bestätigen sollte, dann dürfte das Eis in der 1. Eiszeit nicht weit südlich über Hameln hinaus gegangen sein. Dafür spricht auch, daß in den Interglazialschottern bei Hameln das nordische Material noch ziemlich spärlich auftritt. Der bereits erwähnte Aufschluß bei Löhne zeigt eine sehr dunkle, tonige Grundmoräne.

Ablagerungen der 1. Interglazialzeit.

Weserterrasse.

Auch bei Besprechung dieser Terrasse gehen wir wieder von dem für die ganze Auffassung des Wesertales grundlegenden Profile östlich von Hameln aus. In der Höhe der Oberkante der Weserschotter in diesen Profile liegt, wie Fig. 2 zeigt, südlich jenseits des Hameltales eine breite, ausgezeichnete Terrassenebene, deren Zugehörigkeit zur 1. Interglazialzeit da-

durch, wie durch ihre unter dem Niveau der heutigen Aue liegende Basis, genügend gesichert ist. Diesen Abschnitt spricht Herr GRUBE gleichfalls als Terrasse der 1. Interglazialzeit an. Das ist wahrscheinlich auch die einzige Stelle, wo unsere beiden Interglazialterrassen übereinstimmen. Denn talwärts soll diese Terrasse nach Herrn GRUBE das Hamelner Profil umgehen, talaufwärts aber führt er diese Interglazialterrasse so, daß sie auf die Schotter und Tonlager von Grube Nachtigall und Umgebung trifft, während ich meiner 1. Interglazialterrasse ein steileres Gefälle gebe, so daß ihre Oberfläche in der Gegend der Grube Nachtigall bereits höher als jene Tone usw. liegt. Die Aufschlüsse von Nachtigall und Umgebung rechne ich zur nächst tieferen Terrasse, zur Westerterrasse der 2. Interglazialzeit. Die weitere Verfolgung der Terrasse talaufwärts, die bis in das Quellgebiet der Weser möglich war, ergab noch eine Gabelung der Terrassen.

Flußabwärts führe ich die Terrasse unter den Glazialbildungen des Hamelner Profiles hinweg, während Herr GRUBE sie diese umgehen läßt. Über den weiteren Verlauf bis zur Gegend der Porta ist nichts besonderes zu bemerken. Meist flächenhaft entwickelt und gut aufgeschlossen, ist sie auf der ganzen Strecke sicher und leicht verfolgbar.

Entsprechende Nebentalschotter konnten in der Gegend von Hessisch-Oldendorf nachgewiesen werden. Ebenso konnte die schon nicht kleine Zahl von Fundpunkten fossiler Knochen vermehrt werden, deren reichster die Kiesgrube von Haverbeck war.

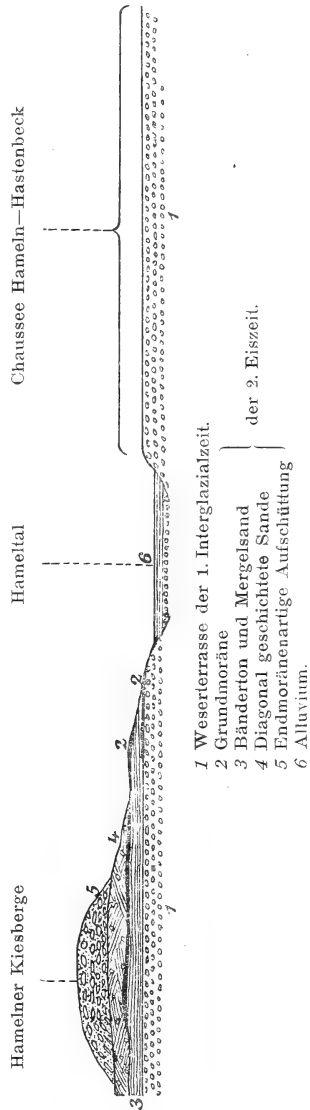


Fig. 2.
Längsprofil durch das Taldiluvium östlich von Hameln.
(Längen zu Höhen = 1:2,5.)

Ablagerungen der 2. Eiszeit.

Die Ablagerungen der 2. Eiszeit erfüllen in mächtiger Entwicklung den ganzen Talabschnitt zwischen Porta und Hameln. Nach Süden reichen sie nur wenige Kilometer weiter. Bei der großen Wichtigkeit, welche diese Glazialablagerungen für viele uns hier interessierende Fragen, insbesondere auch für eine Kritik der 70 m mächtigen Weserterrasse der 1. Eiszeit von Herrn GRUPE haben, wurden in diesem Gebiete nicht nur ausgedehntere Begehungen als in anderen Teilen des Wesertales unternommen, sondern wichtige Stellen wurden auch mit Flachbohrungen untersucht und kartiert. Die für uns wichtigsten Beobachtungen sind folgende:

An der Basis des gesamten Glazialprofils liegt ein mächtiger Horizont von

Bänderton und Mergelsand.

Seine Oberfläche liegt, wie dies für eine Stauseeablagerung in einem viele Kilometer weiten Becken ja selbstverständlich ist, ziemlich horizontal, bei ca. 80 m Meereshöhe. Infolgedessen nimmt seine Mächtigkeit von dem Hamelner Profile aus, wo sie 4—5 m beträgt, nach der Porta hin erheblich zu.

Grundmoräne.

Der nächste Horizont ist eine typische Grundmoräne, deren Oberfläche in der Mitte des Tales bei ca. 100 m Meereshöhe liegt, während sie sich an den Hängen des Wesertales weit höher hinaufzieht. Mehrfache Einlagerungen weithin verfolgbarer Bänderton- und Mergelsandhorizonte zeigen, daß sie bei verschiedenen Oszillationen des Eises abgelagert wurde. Den Abschluß bildet wiederum ein Mergelsand- bzw. Bändertonhorizont.

Rückzugsbildungen.

Beim letzten Rückzuge nahm das Eis im wesentlichen jenseits des Wesergebirges eine Stillstandslage ein und schickte durch die Pässe Eiszungen und Schmelzwasser in unser Tal, deren Zeugen die wiederholt beschriebenen „Endmoränen“ zwischen der Porta und Hameln sind. Hierher gehören die Dütberge, die obersten Schichten des Hamelner Profils, die kuppigen Hügel bei der Westendorfer Landwehr und bei Steinbergen, die Kuppen der Emme und das Gebiet zwischen Porta und Möllenbeck-Krankenhagen. Es sind dies teils Endmoränen, teils kamesartige Bildungen, die stellenweise sogar durch ihren Querschnitt und ihre gute Schichtung an Osar er-

innern. Doch kann auf Einzelheiten hier nicht eingegangen werden. Es genügt hier der Nachweis, daß alle diese Bildungen glaziale Ablagerungen am Rande des Eises bei einer Stillstandslage sind, und daß sie der Grundmoräne der zweiten Eiszeit aufgesetzt, bzw. in sie hineingegraben sind. Sie können daher nicht, wie Herr GRUPE wiederholt behauptet, der 1. Eiszeit angehören.

Eine dieser Eisrandbildungen, den Schotterzug südlich von Rinteln in der Gegend von Krankenhagen, haben Herr MESTWERDT¹⁾ und Herr GRUPE²⁾ als Fortsetzung der 70 m mächtigen Weserterrasse der 1. Eiszeit angesprochen. Ich halte diese Ablagerung weder für eine Bildung der 1. Eiszeit noch für eine Weserterrasse.

Gegen die Bestimmung als Ablagerung der 1. Eiszeit spricht folgende Tatsache. Wie ein Blick auf die topographische Karte lehrt, ging dieser Kieszug ursprünglich im Bogen von Krankenhagen über Möllenbeck, Veltheim nach der Porta und wurde erst später von der Weser der 2. Interglazialzeit zerschnitten. Bei Veltheim liegt aber die Grundmoräne und der sie unterlagernde Bänderton nicht nur zu beiden Seiten des Kieszuges, sondern geht, wenn auch stark zerstört, unter diesem hinweg. Der Portazug, wie wir diesen Schotterzug kurz nennen wollen, ist also jünger als die Grundmoräne der 2. Eiszeit. Andererseits wird er in der 2. Interglazialzeit von der Weser zerschnitten, also ist er an das Ende der 2. Eiszeit zu stellen.

Gegen die Auffassung von Herrn GRUPE, daß der Portazug die Fortsetzung der 70 m mächtigen Hamelner Weserterrasse der 1. Eiszeit bzw. daß er überhaupt eine Weserterrasse ist, sprechen kurz folgende Gründe:

Es hat nie ein Zusammenhang zwischen jenen Hamelner Bildungen und dem Portazug bestanden. Zwischen beiden liegt, das Wesertal auf viele Kilometer hin bis zu einer Meereshöhe von 100 m ausfüllend, Bänderton und Grundmoräne, abschließend mit dem Mergelsande einer Beckenbildung. Durch den Abfluß dieses Beckens entstand eine von SPETHMANN bereits beschriebene Erosionsterrasse, deren Spuren sich längs des ganzen Tales zwischen Hameln und Porta, vor allem aber auch an dem Portazug, wie an den Ablagerungen des Hamelner Profils, deutlich nachweisen lassen. Portazug wie Hamelner Ab-

¹⁾ Diese Zeitschrift, 1909, Monatsberichte S. 494.

²⁾ Diese Zeitschrift, 1909, Monatsberichte, S. 496; 1910, Abhandl., S. 289.

lagerungen müssen also bereits zu einer Zeit vollständig ausgebildet gewesen sein, als jene Grundmoräne, in die sie eingesenkt bzw. der sie aufgelagert sind, noch völlig unzerstört zwischen ihnen lag. Sie können nie zusammengehängt haben.

Gegen diesen Zusammenhang spricht ferner die total verschiedene petrographische Zusammensetzung beider Ablagerungen.

Gegen die Auffassung des Portazuges als Weserterrasse überhaupt spricht die Größenordnung des Materials: bei Krankenhagen vorherrschend Sand und kleine Gerölle, bei Veltheim, also flußabwärts, überreichlich faust- und kopfgroße Gerölle.

Dagegen spricht weiter der uferlose Verlauf des Portazuges quer durch das Wesertal der 1. Interglazialzeit.

Dagegen spricht endlich seine kuppige Oberfläche. Eine echte Flußterrasse wird nie durch Erosion kuppig, wie Herr MESTWERDT meint.

Herrn MESTWERDT, der diesen Kieszug zuerst als Weserterrasse ansprach, dürfte vor allem der allerdings auffällige Reichtum dieses Zuges an Wesermaterial hierzu verleitet haben. Doch erklärt sich dieser wohl zwanglos damit, daß an den Flanken des Wesertales ja Reste von älteren, pliocänen Terrassen vorhanden gewesen sein müssen, von denen heute keine Spur mehr zu sehen ist. Ihr Material wurde von dem Eise vollständig aufgenommen und in dem Portazug zum größten Teil wieder abgesetzt. Dafür spricht die Größe der Gerölle, die nach Herrn GRUPE gerade ein Merkmal der älteren Terrassen ist, dafür spricht auch der Reichtum der Grundmoräne zwischen Hameln und Porta an Wesermaterial. Endlich ist noch zu bedenken, daß man streng genommen nur dann von Wesermaterial sprechen dürfte, wenn man wirkliche Leitgesteine nachgewiesen hätte, die nur aus dem Weser- bzw. Werra-Fulda-tale stammen könnten. Für die allermeisten Gesteine, die für den ersten Anblick den Typus des Weserschotters bestimmen, paläozoische Grauwacken und Schiefer, Kieselschiefer, Muschelkalk, Buntsandstein usw. trifft dies nicht zu. Diese können für das in Frage kommende Gebiet ebenso gut „nordische Geschiebe“ sein.

Die Grenze der zweiten Vereisung liegt talaufwärts einige Kilometer südlich von Hameln in der Gegend von Kirchhosen. Bis dahin beobachtet man auf der interglazialen Weserterrasse Grundmoräne und große nordische Blöcke. Auch in den Seitentälern tritt allenthalben Grundmoräne auf, die wohl der 2. Eiszeit angehören dürfte, wenngleich der exakte Beweis erst noch zu erbringen ist, so im Hameltale, besonders schön zwischen

Herkensen und Behrensen sowie am Gutshofe in Behrensen, wo sie auf Nebentalschottern liegt, östlich von Voremberg und an verschiedenen Punkten auf Blatt Salzhemmendorf. An der Chaussee von Ohsen nach Volkerhausen trifft man überall ziemlich große nordische Blöcke bis auf den höchsten Punkt. Einige über kubikmetergroße Blöcke aus dieser Gegend hat man bei der Errichtung des Schlachtendenkmals von Hastenbeck verwendet. Auf dem gegenüberliegenden Ufer wurde Grundmoräne südlich von der Papierfabrik Wertheim beobachtet.

Als das Eis im Wesertale zwischen Porta und Hameln lag und alle Pässe versperrte, mußte sich naturgemäß talaufwärts ein Stausee bilden, in welchem die Weser einen Schuttkegel aufwarf, in welchem es zur Ablagerung von Beckentonen und Mergelsanden kam. Ein solcher Schuttkegel, mehrere Kilometer lang, bei einer Mächtigkeit von nur wenigen Metern, heute durch die Unregelmäßigkeit im Oberflächengefälle der interglazialen Weser erkennbar, liegt in der Gegend von Hameln. Seine weithin horizontale Oberfläche liegt bei ca. 80 m Meereshöhe, also in der gleichen Höhe wie die Oberkante der Mergelsande usw. an der Basis des Glazialdiluviums. Mit dem Vorrücken des Eises entstand weiter talaufwärts ein 2. ähnlich flacher Staukegel, dessen lange horizontale Oberfläche bei 100 m liegt, also mit der Beckenablagerung übereinstimmt, welche den Abschluß des Glazialprofils in der Talmitte zwischen Hameln und der Porta bildet. Zu zwei, ihrer Lage und Höhe nach verschiedenen Staubecken sind also die Schuttkegel der Weser wie die Beckentone usw. nachgewiesen.

Die gleichen Staubildungen und Schuttkegel lassen sich auch in den größeren Nebentälern (z. B. Ilsetal) beobachten. Hier liegen über feinen Sanden mächtige, geschichtete Mergelsande, die gewöhnlich als Löß bezeichnet werden. Ohne auf die Lößfrage näher einzugehen, sei hier nur nebenbei bemerkt, daß auch im Wesertale die Verhältnisse ganz ähnlich liegen, wie ich dies zuerst aus der Gegend von Halle beschrieben habe¹⁾. Auch hier ist der „Löß“ jeweils wieder zu trennen in primären, aquatilen Mergelsand, der auf jeder der beiden interglazialen Terrassen selbständig abgelagert wurde und seinem sekundären, teilweise äolischen Umlagerungsprodukt. Dies muß ganz besonders Herrn GRUPE gegenüber betont werden, der in allen

¹⁾ SIEGERT und WEISSERMEL, Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weißenfels, Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt N. F. H. 60, S. 317. — SIEGERT, NAUMANN, PICARD, Über das Alter des Thüringer Lößes. Zentralblatt für Min. usw. 1910. S. 107 ff.

seinen Arbeiten über das Wesertal einzig und allein einen, und zwar äolischen Löß kennt. Zum Studium der Lößfrage sowohl in genetischer wie stratigraphischer Beziehung kann ich das Wesertal mit seinen vielen schönen Aufschlüssen sehr empfehlen. Entsprechende Verhältnisse hat W. WUNSTORF nach einem Vortrag in der Konferenz der Geologischen Landesanstalt im Nieder-rheinischen Tiefland beobachtet, was für ihn die Veranlassung war, geschichtete, aquatische Lößbildungen von einem jüngeren, ungeschichteten und äolisch umgelagerten Löß abzutrennen¹⁾.

Ablagerungen der 2. Interglazialzeit.

Zwischen der Weserterrasse der 1. Interglazialzeit und dem Alluvium liegen in der weiteren Umgebung von Hameln, bzw. in dem von Herrn GRUPE beschriebenen Gebiet zwischen Hameln und Höxter zwei wohlentwickelte und leicht verfolgbare Terrassen, die als Terrasse der 2. Interglazialzeit und postglaziale Terrasse bestimmt wurden. Herr GRUPE kennt in diesem Gebiet zwischen seiner Mittleren Terrasse, die er gleichfalls ins 1. Interglazial stellt, und dem Alluvium nur noch eine, die Untere Terrasse, deren Alter er unbestimmt läßt. Herr GRUPE hat also auch hier eine wohlentwickelte Terrasse vollständig übersehen.

Die oberste meiner beiden Terrassen läßt sich sicher als Ablagerung der 2. Interglazialzeit bestimmen. Einmal legt sie sich zwischen Hameln und Porta seitlich an die Weserterrasse der 1. Interglazialzeit an, ist also jünger als diese; liegt aber gleichzeitig nur wenig tiefer, so dass keine andere Terrasse dazwischen existieren kann. Verfolgt man sie von hier aus talaufwärts, so trifft sie bei ganz normalem Gefälle, das nur wenig stärker als das des heutigen Talbodens ist, auf jenen Terrassenrest, der mit dem interglazialen Tone der Grube Nachtigall nach Herrn GRUPE verzahnt ist.

Herr GRUPE stellt dieses Tonlager und den benachbarten Terrassenrest in die 1. Interglazialzeit, ohne einen Beweis dafür zu erbringen.

Bei einer systematischen Verfolgung der Terrasse der 1. Interglazialzeit talaufwärts findet man, daß nicht nur ihre Oberfläche höher liegt als die der Terrasse von Nachtigall, sondern daß auch ihre Basis in der Gegend von Nachtigall bereits mehrere Meter über dem Alluvium zu liegen kommt.

¹⁾ Eine Veröffentlichung von W. WUNSTORF über neue Beobachtungen im niederrheinischen Löß ist in Vorbereitung.

Die Basis der Terrasse der 2. Interglazialzeit aber liegt von Höxter talabwärts überall unterhalb der Aue. Damit stimmt die Lage der Basis des Terrassenstückes von Nachtigall überein. Eine systematische Verfolgung von Oberkante und Unterkante meiner beiden Interglazialterrassen läßt keinen Zweifel darüber, daß das Profil von Nachtigall zur Terrasse der 2. Interglazialzeit gehört. Herr GRUPE übersieht vollständig, daß unsere Terrassen talaufwärts divergieren, wie seine wiederholt, ganz allgemein ausgesprochene Behauptung zeigt, daß seine mittlere Terrasse 15—20 m über der Aue liegt. Indem Herr GRUPE immer diesen gleichen Abstand der beiden Terrassen beibehält, während er sich in Wirklichkeit talaufwärts vergrößert, gerät er aus der Terrasse der 1. Interglazialzeit bei Hameln in die der 2. Interglazialzeit bei Nachtigall.

Weiter talaufwärts wurde diese Terrasse wiederum bis ins Quellgebiet der Weser verfolgt, wobei eine wiederholte Gabelung festgestellt werden konnte.

Die Erosionsarbeit der 2. Interglazialzeit endlich war es, die weiter abwärts den von SPETHMANN schon erwähnten neuen Talweg bei Vlotho schuf. Doch dürfte diese Arbeit geringer gewesen sein als SPETHMANN, soweit ich ihn verstehe, annimmt. Das „Durchbruchstal“ war sicher schon fast bis unter die Oberfläche der Terrasse der 1. Interglazialzeit, d. h. also bis wenige Meter über der heutigen Aue von gleichaltrigen Nebenflüssen erodiert. In der zweiten Interglazialzeit hatte die Weser also im wesentlichen nur die lockeren Diluvialmassen, welche dieses Tal gleich dem Haupttal erfüllten, auszuräumen. Eine Erosion antstehender Schichten fand erst ganz zuletzt statt und erforderte keine größere Arbeit als gleichzeitig im Oberlauf auch geleistet wurde. Der Name Durchbruchstal dürfte daher kaum gerechtfertigt sein.

Ablagerungen der 3. Eiszeit.

Ablagerungen der 3. Eiszeit konnten bis jetzt in dem beschriebenen Gebiete nicht nachgewiesen werden. Doch läßt sich eine Abkühlung des Klimas am Ende der 2. Interglazialzeit nach MENZEL durch die Schneckenfauna in den oberen Kiesschichten der Terrasse bei Nachtigall beweisen. Auch deuten wohl mächtigere Ablagerungen von Mergelsanden usw. im Hangenden der 2. Interglazialterrasse auf einen stauenden Einfluß des jüngsten Eises hin.

Ablagerungen der Postglazial- und Alluvialzeit.

Auch die postglaziale und alluviale Weser benützen die in der 2. Interglazialzeit neu geschaffene Talstrecke von Vlotho. In dieser Gegend werden Postglazial- und Alluvialzeit durch je eine Terrasse vertreten. Talaufwärts gabeln sich beide wiederholt, so daß im Oberlauf statt 2 etwa 5 Terrassen vorhanden sind. Bisher hat man auf allen Gebirgsblättern höchstens 2 alluviale Terrassen unterschieden: Alt- und Jungalluvium. Die Verfolgung unserer Terrassen bis ins Quellgebiet der Werra zeigt, daß wir mindestens dort viel mehr solcher junger Terrassen zu unterscheiden haben, daß mit anderen Worten die alluvialen bzw. postglazialen Terrassen viel weiter an den Talhängen hinauf reichen, als man bisher vermutete.

In der vorliegenden Beschreibung der einzelnen Horizonte ist vorausgesetzt worden, daß jeder einzelnen Talleiste auch ein besonderer Erosions- und Akkumulationsprozeß entspricht, daß Akkumulationsterrassen vorliegen; daß zwischen Hameln und der Werraquelle die Terrassen um so älter sind, je höher sie liegen, daß also dieser Abschnitt des Wesertales genau die gleiche stufenweise Entwicklung genommen hat, wie sie von zahlreichen Flüssen Sachsens, Thüringens sowie vom Mittel- und Niederrhein bekannt und dort niemals angezweifelt worden ist.

An der Saale, Elster, Mulde, Unstrut usw. konnte ein exakter Beweis für diese Anschauungen durch großartige Talverlegungen bei den verschiedensten Terrassen erbracht werden. Solche Talverlegungen sind in dem hier behandelten tiefeingeschnittenen Abschnitt des Wesertales selbstverständlich nicht zu erwarten; nordwärts der Porta sind sie aber auch vorhanden.

Als Beweis dafür, daß alle Weserterrassen Akkumulationsterrassen sind, dürften 2 an den verschiedensten Terrassen zu beobachtende Tatsachen gelten: die gleichbleibende Mächtigkeit der Terrassen und die Horizontalität der Basislinie im Querprofil.

Wegen einer ausführlichen Begründung dieser für Akkumulationsterrassen allgemein gültigen Eigenschaften, auf die hier wohl zum erstenmal aufmerksam gemacht wird, muß auf die eingangs angekündigte Arbeit verwiesen werden. Hier kann sie nur angedeutet werden. Die Länge der Talböschung ist bei den nur wenig tiefeingeschnittenen Akkumulationsterrassen im Vergleich zu dem horizontalen Talboden eine

sehr geringe. Die Böschung des neuerodierten, jüngeren Tales wird daher weit öfter den älteren Talboden anschneiden, als das weitaus kürzere alte Talgehänge. Jeder Terrassenrest, der nach unten hin durch den alten Talboden begrenzt wird, hat aber die gleiche Mächtigkeit wie die alte Terrasse selbst. Gerade umgekehrt liegen die Verhältnisse bei einem tief ausgefurchten und dann wieder hoch aufgefülltem Tale, in das stufenweise Erosionsterrassen eingeschnitten werden. Hier ist das Verhältnis von altem Talgehänge zu Talboden gerade umgekehrt. Infolgedessen kann die Böschung der neuen Erosionsterrasse das alte Gehänge in unendlich verschieden tiefen Punkten schneiden, wodurch ebenso abweichende Mächtigkeitsverhältnisse unter den Relikten ein und derselben Terrasse entstehen.

Der zweite Beweis ergibt sich aus der Parallelität zwischen Oberfläche und Basisfläche eines Terrassenreliktes, bzw. aus der Horizontalität der Basislinie im Querprofil. Ein Umstand, wie er teils in Aufschlüssen, besser aber noch an halbinselartigen Terrassenrelikten zu beobachten ist.

Das Ergebnis aller Einzelbeobachtungen über die Lage von Terrassenrelikten wurde in einem sich über ca. 40 Meßfischblätter erstreckenden Längsprofil von der Werraquelle bis über die Porta hinaus niedergelegt. Zwanglos ergeben sich aus den anfangs scheinbar wirr verstreuten mehreren 100 Meßpunkten von Terrassenresten fast ganz regelmäßige, nur stellenweise sehr flache Verbiegungen aufweisende Terrassenlinien. Gewiß auch ein Beweis für die Richtigkeit meiner Terrassenführung. Als wichtigste Eigenschaften der Terrassen des Werra-Wesertales ergeben sich aus diesem Profil folgende:

1. Die Terrassen konvergieren abwärts.
2. Die Zahl der Terrassen nimmt talaufwärts durch Einschalten neuer Terrassen zu. In Wirklichkeit gehen diese Terrassen schon lange unterhalb der sichtbaren Gabelung über- und untereinander her, lassen sich aber praktisch erst von einander trennen, wenn die Höhendifferenz der Oberflächen eine gewisse Größe erreicht hat.

Den einfachen Terrassen im Unterlaufe entsprechen also Terrassengruppen im Oberlaufe. Das sind allgemein gültige Verhältnisse, wie sie Herr LEPPLA schon seit langem an der Mosel vertritt, wie ich sie am Saale-Elbssystem nachgewiesen und allgemein theoretisch entwickelt und begründet habe. Auch am Oberrhein haben wir ähnliche Verhältnisse; so besteht z. B. die Niederterrasse bei Basel aus einer größeren Zahl von Einzelstufen.

Vielleicht läßt sich der Streit um Mittel- und Niederterrasse in Baden und Elsaß auch durch den Nachweis einer ähnlichen Terrassengabelung entscheiden.

3. Es findet eine Terrassenkreuzung statt. Der Kreuzungspunkt der jüngsten präglacialen Terrasse mit der Terrasse der 1. Interglazialzeit liegt in der Gegend von Hameln. Die Kreuzungspunkte der jüngeren Terrasse liegen nordwärts der Porta, wo sich diese Terrassen bereits sehr dem Alluvium nähern.

Unterhalb der Terrassenkreuzung tritt natürlich auch eine Umkehrung der Altersfolge ein. Da der hier näher behandelte Abschnitt aber im wesentlichen oberhalb der Kreuzung liegt, so gilt für ihn der Satz, daß die Terrassen um so jünger sind, je tiefer sie liegen. Einen schönen Beweis für die Richtigkeit meiner Kreuzungstheorie brachte Herr HARBORT in der Diskussion bei durch die Mitteilung, daß die alte Talrinne bei Nienburg bereits eine Tiefe von 150 m besitzt, wenn er auch glaubte dies im GRUPESchen Sinne deuten zu müssen. An der Wesermündung ist die Tiefe der alten Talrinnen nach WOLFF ja ca. 200 m.

Aus allem ergibt sich, daß das Wesertal die gleiche Entwicklung besitzt, wie sie an den thüringischen Flüssen seit einiger Zeit klar nachgewiesen wurde¹⁾, daß es also den Saaletypus aufweist, den Typus der gekreuzten Terrassen.

Eine total andere Anschauung über die Entstehung des Wesertales hat Herr GRUPE entwickelt und mit verschiedenen Abweichungen in 3 Artikeln niedergelegt²⁾. Herr GRUPE nimmt an, daß in der Altpliocänzeit eine höchste Akkumulationsterrasse entstand. In der jüngeren Pliocänzeit wurde das Wesertal im großen und ganzen bis zur heutigen Tiefe erodiert. In der ersten Eiszeit schüttete die Weser dann eine mindestens 70 m mächtige Terrasse auf. In der ersten Interglazialzeit erfolgte wiederum eine tiefe Erosion bis zur heutigen Talsohle, welche jene Terrasse bis auf wenige Reste vernichtete. Zugleich wurde eine neue, die mittlere Terrasse, aufgeschüttet, welcher Prozeß sich in der 2. Eiszeit fortsetzte. In der 2. Interglazialzeit erfolgte eine 3. schwächere Talerosion. In der 3. Glazialzeit oder in der Postglazialzeit wurde in diesem Tale die Untere Terrasse aufgeschüttet.

Für die Unstimmigkeit in unserer beiderseitigen Auffassung hat Herr GRUPE eine sehr einfache Erklärung. Sie kommt

¹⁾ SIEGERT: Zur Theorie der Talbildung a. a. O.

²⁾ Diese Zeitschrift, 1905, Monatsberichte S. 43. 1909, Monatsberichte S. 470. 1910, Abhandl. S. 288.

daher, daß „... Herr SIEGERT... die beim Studium der Saaleterrassen gewonnenen Anschauungen ohne weiteres auf die Verhältnisse an der Weser zu übertragen sich bemüht“, „... daß ihn dabei rein hypothetische Voraussetzungen leiten“. Sehen wir uns nun einmal die Beweisführung von Herrn GRUPE an:

Einer der wichtigsten Beweise von Herrn GRUPE für die kolossalen Erosions- und Akkumulationsprozesse im jüngeren Pliocän, in der 1. Eiszeit und 1. Interglazialzeit ist seine 70 m mächtige Terrasse der 1. Eiszeit bei Hameln. Meine Auffassung dieses Profils habe ich eingangs kurz aber genügend begründet. Es ist dort kein einziger Horizont der 1. Eiszeit vorhanden, vielmehr ein mächtiges gut gegliedertes Glazial der 2. Eiszeit, unterlagert von der Weserterrasse der 1. Interglazialzeit. Die Behauptung des Herrn GRUPE — einen Beweis hat Herr GRUPE überhaupt nicht geführt — ist also hinfällig. Das gleiche gilt für die Schotter südlich von Rinteln.

Herr GRUPE glaubt sodann auch Beweise dafür zu haben, daß die vermeintliche 70 m mächtige Terrasse der 1. Eiszeit talaufwärts überall vorhanden war. Von den verschiedenen Stellen zwischen Hameln und Karlshafen, die Herr GRUPE nicht nur wie ich von Begehungen kennt, sondern kartiert hat, will ich nur eine besprechen.

Herr GRUPE glaubt Reste jener mächtigen Terrasse an den flachen Talhängen südöstlich und südlich von Höxter, zwischen Boffzen und Fürstenberg nachgewiesen zu haben, von welcher Gegend er auch ein in mannigfacher Beziehung angreifbares Profil (d. Monatsber. 1909, S. 471) zeichnet¹⁾.

Hier sollen die Schotter sich als eine primär zusammenhängende Decke von der Oberkante der mittleren Terrasse an 60—70 m hoch den Hang hinaufziehen. „Nur höchst selten kommen Gesteine des liegenden älteren Gebirges zwischen ihnen zum Vorschein“, die als „Erosionsfenster“ bezeichnet werden. Am besten sollen sie am Hoppenberg zu beobachten sein, „wo ein tief eingeschnittener Weg durch den 50—60 m hohen Schotterberg hindurchführt.“

Dieser Deutung bin ich bereits entgegengetreten²⁾. Auch

¹⁾ So liegt z. B. die Unterkante der Mittleren Terrasse (falls diese meiner Terrasse der 1. Interglazialzeit entspricht) nicht unter der Aue, sondern ca. 10 m über der Aue. Die GRUPESche Zeichnung ist nur dann richtig, wenn seine Mittlere Terrasse etwa meiner 2. Interglazialterrasse entsprechen soll, was nach der beiderseitig verschiedenen Altersbestimmung von Nachtigall nicht ohne weiteres festzustellen ist.

²⁾ Diese Monatsber. 1909, S. 491.

heute muß ich wiederholen, daß diese Gegend infolge der weitgehenden Zerstörung der Terrassen und einer an diesen flachen Gehängen selbstverständlichen, erheblichen Schotterstreuung zur Klärung wichtiger Fragen der Terrassengliederung nicht besonders geeignet ist. Immerhin sind noch genügend Aufschlüsse vorhanden, um klar zu beweisen, daß eine auch nur einigermaßen zusammenhängende Schotterdecke hier nicht existiert, daß sich vielmehr innerhalb der „70 m mächtigen Terrasse der 1. Eiszeit“ des Herrn GRUPE verschiedene selbständige Terrassen wohl unterscheiden lassen, wie Fig. 3 zeigt. In der kleinen

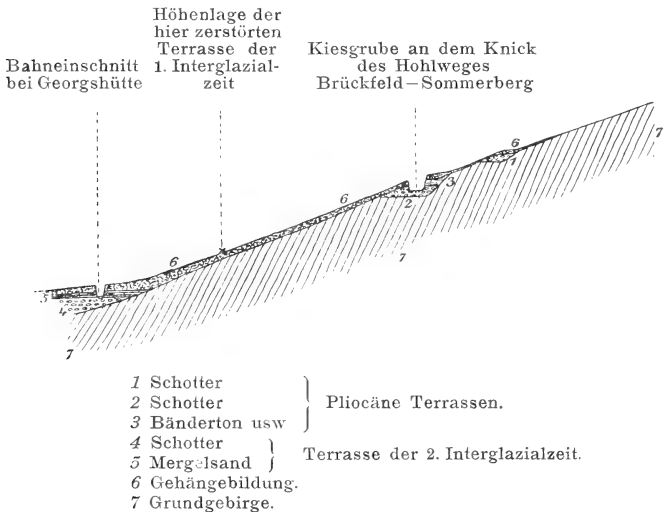


Fig. 3.

Profil vom Hoppenberg bei Boffzen.

(Längen zu Höhen = 1:2,5.)

Kiesgrube am Knick des Hohlweges vom Hoppenberg ist folgendes Profil zu beobachten. Zu unterst liegen, in etwa 2 m Mächtigkeit aufgeschlossen, echte, ihrem ganzen Habitus nach noch auf primärer Lagerstätte befindliche Weserschotter. Darauf folgen 1,5 m Sande und Feinsande, über denen in einer Mächtigkeit von ca. 1 m wohl geschichteter, ganz reiner Bänderton, Schlepp- und Feinsand in mehrfacher Wechsellagerung auftritt. Überdeckt wird das Ganze von einer etwa 1 m dicken Schicht von Gehängeschutt¹⁾. Die Oberkante

¹⁾ Herr GRUPE fand, trotz der Erfahrungen, die er mit dem Hamelner Profil gemacht hat, noch den Mut, diese Beobachtung bei seinem

der Schotter liegt bei ca. 150 m, während die Unterkante, soweit sich dies bei der Begehung des Terrains unterhalb der Grube vorläufig feststellen ließ, zwischen 140 und 145 m über N.N. liegen dürfte. Oberhalb der Grube tritt das ältere Gebirge, der Buntsandstein zutage. Erst bei ca. 165 m Meereshöhe tritt eine starke Kiesstreuung auf, der letzte Rest einer höheren Terrasse, für deren Existenz auch südlich vom Wege eine deutliche Terrainstufe spricht.

Am Hoppenberg können wir also 2 Terrassen unterscheiden. Eine wohlerhaltene, normal mit Bänderton abschliessende Terrasse, deren Oberkante bei 150 m liegt, und einen stark reduzierten Terrassenrest bei ca. 163 m.

Die Richtigkeit dieser Beobachtung wird bestätigt durch den Befund am Kathagenberg. Während am ganzen Berg der Buntsandstein überall zutage tritt, bzw. mit dem Bohrer meist schon in 30 bis 50 cm Tiefe unter lehmig-sandigen Gehägebildungen zu fassen ist, tritt zwischen 145 und 150 m und über 160 m, zugleich markiert durch deutliche Terrainkanten, ziemlich starke Geröllstreuung auf. Bei dem Mangel irgend eines topographischen Anhaltspunktes stimmen diese Höhenzahlen auffallend genau mit denen der beiden Terrassen am Hoppenberg überein.

Eine weitere 3. Terrasse bei ca. 180 m ist an der Fürstenberger Chaussee erschlossen.

Die nur durch „Erosionsfenster“ lokal unterbrochene Schotterdecke, welche Herr GRUPE an den Hängen östlich von Boffzen sieht, existiert also nicht. Dagegen lagern sich bei 150 m und bei 180 m über N.N. 2 deutliche Terrassen, zwischen denen sich vielleicht noch eine 3. bei ca. 163 m hinzieht. Alle drei besitzen pliocänes Alter.

Ein noch höherer Terrassenrest liegt endlich oberhalb Fürstenberg bei ca. 240 m über N.N. Herr GRUPE hatte früher¹⁾ diesen Rest nicht besonders erwähnt. Später hat Herr GRUPE, auf meine Darlegungen in einer der amtlichen Konferenzen der Kgl. Geologischen Landesanstalt über die Unhaltbarkeit seiner Vorstellung, diese obere Terrasse stillschweigend und ohne jede Begründung als Altpliocän abgetrennt. Auch aus dieser Inkonsequenz in der Deutung solcher Schotterstreuungen seinerseits, die er jetzt bald für Erosionsrelikte einer mächtigen

folgenden Vortrag ins Lächerliche zu ziehen, und zu behaupten: Auf dem Kies liegt direkt Buntsandsteinschutt, „das ist der Bänderton des Herrn SIEGERT.“

¹⁾ Diese Z. 1905, Monatsberichte S. 43.

Terrasse, bald für Relikte selbständiger, normalmächtiger Terrassen hält, geht klar hervor, wie wenig begründet seine Auffassung von der 70 m mächtigen Terrasse der 1. Interglazialzeit südlich von Höxter ist.

Auf eine andere Vorstellungsweise von Herrn GRUPE sei nur nebenbei hingewiesen. Auf dem bereits erschienenen Blatt Eschershausen sind ganz ähnliche Schotterstreuungen mit typischem Wesermaterial und einheimischem Schutt einfach als Gehängebildung kartiert.

Sodann zitiert Herr GRUPE eine ganze Reihe von Literaturangaben, namentlich Kartendarstellungen, die beweisen sollen, daß seine 70 m mächtige Terrasse der 1. Interglazialzeit auch im Weser- und Fuldagebiet vorhanden ist. Diese Beispiele einzeln zu kritisieren ist überflüssig, denn sie gleichen einander wie ein Ei dem andern. Herr GRUPE ist sehr im Irrtum, wenn er behauptet, daß nach den geologischen Spezialkarten sich an den zahlreichen, namentlich aufgeführten Punkten die Diluvialschotter „bemerkenwerterweise“ als ununterbrochene Decke 40—50 m, ja stellenweise 60 m an den Talgehängen hinaufziehen. Vielmehr ist jene Decke an zahlreichen Stellen unterbrochen und, wie ausdrücklich bemerkt werden muß, nicht nur in Schluchten, sondern mitten in völlig einheitlichen durch keinerlei tiefere Erosionstätigkeit zerschnittenen Abhängen. Diese Stellen, welche wohl von allen Autoren völlig unbefangen, keiner Theorie zuliebe ausgeschieden sind, ordnen sich beim Übertragen auf eine Karte mit guter Topographie zwanglos auf gleichen Höhenkurven an. Bei der Untersuchung im Felde aber sieht man, daß jene kiesfreien Stellen vielfach auch im Terrain sich deutlich als Böschungen der darüber liegenden Terrassenebenen bemerkbar machen. Auf diesen Ebenen erleidet der Schotter auch auf den älteren Karten keine Unterbrechung. Auch im ganzen Werra- und Fuldatal haben wir keine 40—60 m den Hang hinaufreichenden einheitlichen Terrassenreste, sondern verschiedene schon durch das Bodenrelief deutlich unterscheidbare Terrassen. Die Gegenden von Vacha und Herrenbreitungen sind typische Beispiele hierfür. Natürlich überschottern die höheren Terrassen ihre Böschungen mit Kies. Die älteren Autoren, welche keinerlei besonderen Problemen der Talbildung nachgingen, haben den primären Schotter der Terrasse und den petrographisch davon nicht unterscheidbaren Abhangsschutt (also denselben Kies wie in der Terrasse) nicht kartographisch getrennt und so jenes Kartenbild geliefert, welches Herr GRUPE als Stütze seiner hypothetischen 70 m mächtigen Terrasse der 1. Eiszeit ansieht. Aber trotz

des eben erwähnten Mangels sind diese älteren Karten doch fast alle so genau, daß man auf Grund der überall vorhandenen kiesfreien Stellen innerhalb jener großen Schotterflächen ohne Mühe und mit ziemlicher Genauigkeit die verschiedenen Terrassen rekonstruieren kann.

Auf die „Beweise“, welche Herr GRUPE von Punkten außerhalb des Weser- bzw. Werra-Fuldatales vorbringt, hier einzugehen, verbietet der Raum. Nur sei bemerkt, daß in einem Flußsystem mit gekreuzten Terrassen so allgemeine Angaben, wie Herr GRUPE sie beliebt, daß an manchen Stellen im Nordharz ältere Schichten unter jüngeren liegen, völlig bedeutungslos ist, so lange nicht angegeben wird, ob man sich dort ober- oder unterhalb der Kreuzungszone befindet.

Diese fundamentale Eigenschaft des Wesersystems, die Terrassenkreuzung, übersieht Herr GRUPE völlig, sonst würde er nicht ganz allgemein davon sprechen, daß der Talboden vom Ende der Pliocänzeit so tief wie der heutige lag, während entsprechend dem Kreuzungstypus im ganzen Stromsystem ältere Terrassen teils höher, teils in gleicher Höhe, teils tiefer als jüngere Terrassen liegen.

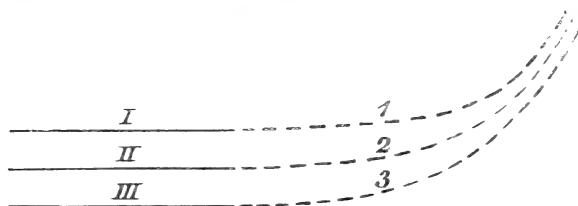
Doch genug! Kein einziger der Beweise, welche Herr GRUPE für die Existenz seiner 70 m mächtigen Terrasse der 1. Eiszeit anführt, hält der Kritik stand. Die 70 m mächtige Terrasse der 1. Eiszeit von Herrn GRUPE existiert überhaupt nicht.

Einen anderen wichtigen Beweis für seine Ansicht über die ganz oder beinahe bis zur heutigen Taltiefe vorgeschrittene jungpliocäne Erosion sieht Herr GRUPE in dem „Vorkommen von Pliocän ... tief unten im Tale“. Es wäre in der Tat ein gewichtiger Einwurf, wenn Herr GRUPE den Nachweis erbracht hätte, daß ihrem Alter nach sicher als Pliocän bestimmbare echte Terrassenbildungen tief unten im heutigen Tale auftreten.

Wie aber liegen die Verhältnisse in Wirklichkeit? Herr GRUPE zitiert zunächst von sicher bestimmtem Pliocän die bekannten Mastodon-Fundpunkte von Ostheim, Jüchsen und Fulda. Für unseren Zweck müssen die ersten beiden ausscheiden. Das Pliocän von Ostheim und benachbarten Orten gehört einem ganz anderen Stromsystem, dem des Main—Rhein, an. Nun ist aber gerade die Entwicklung des Maintales keine normale, sondern sehr unregelmäßig. Man denke nur an das Mainzer Becken. Deshalb kann man aber von den Lagerungsverhältnissen des Pliocäns bei Ostheim auch keine Rückschlüsse auf die Entwicklung eines anderen Talsystems ziehen. Wenn dies statthaft wäre, so müßten diese Schlußfolgerungen doch in

erster Linie für das gleiche Stromsystem, also für den Rhein Gültigkeit haben. Darnach wäre also das Rheintal zwischen Mainz und Holland bereits in der Pliocänzeit bis zur heutigen Taltiefe ausgefurcht worden, ein Ergebnis, das ernstlich zu diskutieren wohl nicht nötig ist¹⁾.

Jüchsen aber muß für die Beurteilung der Entwicklung des Weser-Haupttales ausscheiden, weil es in einem kleinen Nebentale, nahe der Quelle liegt. Untersuchungen über den Gang der Erosion in kleinen Nebentälern existieren wohl noch kaum. Mancherlei Gründe aber scheinen mir dafür zu sprechen, daß die Entwicklung kleiner Nebentäler nach dem in Fig. 4 dargestellten Schema erfolgt. Darnach wäre im Quellgebiet die Erosion eine sehr geringe, so daß der heutige Talboden nur wenig unterhalb des pliocänen Talbodens liegt. Wollte



I–III Querschnitte durch die Terrassen des Haupttales.
1–3 Längsschnitte durch die Terrassen des Nebentales.

Fig. 4.

Schema der Terrassenentwicklung eines Nebentales.

man den älteren Nebentalterrassen ein steileres Gefälle als den jüngeren geben, so daß sie talaufwärts nicht convergieren sondern divergieren, wie es im Haupttale in einiger Entfernung von der Quelle allgemein der Fall ist, so würde deren Quellgebiet hoch über ihren heutigen Wasserscheiden in der Luft liegen, und man käme zu Erosions- und Denudationswerten von einer mehr als unwahrscheinlichen Größe. Doch wie gesagt, exakte Untersuchungen hierüber fehlen noch; deshalb aber kann

¹⁾ In der Debatte trat Herr STILLE gleichfalls für die GRUPFSche Ansicht von der pliocänen Erosion bis zur Tiefe des heutigen Wesertales ein auf Grund seiner Beobachtungen im Almetale. Auch hier gilt das gleiche wie von Ostheim. Die Alme gehört zum Stromsystem des Rheins. Herr STILLE wird also notgedrungen auch die gleichen Schlußfolgerungen für das Rheintal ziehen müssen und sich damit in Widerspruch setzen zu den Ergebnissen aller bisherigen Untersuchungen in diesem Flußgebiet.

auch Jüchsen nicht als Beweis für die pliocäne Talbildung des Werratales benutzt werden.

Also bleibt einzig und allein das altbekannte Pliocän von Fulda übrig. Die Mastodon führenden Tone von Fulda liegen aber nicht „tief unten im Tale“, sondern etwa 40 m über der heutigen Aue! Ich habe noch keine Zeit gefunden, auf Grund meiner Beobachtungen ein Längsprofil der Fuldataerrassen zu entwerfen, wie ich es für das Werra-Wesertal über ca. 40 Meßtischblätter verfolgt habe. Nach einer rohen Schätzung der Entfernungen kann das Pliocän von Fulda aber sehr wohl mit meiner jüngsten pliocänen bzw. präglacialen Terrasse auf diesem Profil zusammenfallen. Meine, auf ganz anderem Wege gewonnene Altersbestimmung erfähre also auf diese Weise eine paläontologische Bestätigung. Wenn also die Ablagerungen von Fulda echte Terrassenbildungen sind, was bei ihrer geringen Mächtigkeit wohl möglich ist, so wären sie eine Bestätigung für die Richtigkeit meiner Terrassengliederung. Keineswegs aber sind sie ein Beweis für eine einheitliche, etwa 100 m tiefgehende jungpliocäne Talerosion, ebensowenig wie sie bei ihrer hohen Lage beweisen, daß das Werratal in der Pliocänzeit bis ungefähr zur heutigen Aue erodiert wurde.

Einen ebensowenig stichhaltigen Beweis liefern die sonstigen „Pliocän“-Vorkommen des Werra- und Fuldatales. Anschließend an die ersten Funde von *Mastodon* bei Fulda hat BEYRICH¹⁾ seinerzeit die Bemerkung gemacht, „daß hierdurch eine Aufklärung gewonnen ist über die Stellung anderer in Hessen in Talniederungen vorkommenden und von Diluvium bedeckten Tertiärbildungen, welche nach ihrer Lagerung nicht den oligocänen älteren hessischen Tertiärbildungen angehören können, wegen gänzlichen Mangels an Conchylien bisher aber nicht bestimmt klassifiziert werden konnten.“ Das ist der „Beweis“, auf Grund dessen verschiedene Tonvorkommen usw. im Werra- und Fuldatale für pliocän angesprochen werden. Die meisten Autoren tun dies allerdings mit Vorbehalt und gehen nicht über ein „vielleicht pliocän“ hinaus. Nur Herr GRUPE sagt, das „ist“ Pliocän, und benutzt diese Erkenntnis zu weitgehenden Schlußfolgerungen über die Entstehung des Wesertales.

Ein charakteristisches Beispiel dafür bietet sein „Pliocän“ von Rosa²⁾. Dieses Vorkommen hat BÜCKING auf Blatt Alten-

¹⁾ Diese Zeitschrift 1877. S. 853.

²⁾ Für mich muß das Vorkommen von Rosa aus denselben Gründen wie das von Jüchsen zurzeit aus der Diskussion ausscheiden.

breitungen als fragliches Tertiär bezeichnet, in den Erläuterungen aber ausdrücklich erklärt: „Das Auftreten dieser Bildungen nicht hoch über der Talsohle eines unzweifelhaften Erosionstales, dessen Vertiefung bis zu seiner jetzigen Sohle sicher erst in der Diluvialzeit erfolgt ist, spricht gegen ihre Deutung als Tertiär, so sehr auch die petrographische Ausbildung an diese erinnert.“ Trotz dieser auch von Herrn GRUPE zitierten absolut klaren und eindeutigen Altersbestimmung schreibt Herr GRUPE: „Die danach BÜCKING durchaus zweifelhaft gebliebene Altersbestimmung, wird uns nunmehr klar, wenn wir die durch nichts begründete Annahme von der diluvialen Entstehung der Täler fallen lassen. Die fraglichen Bildungen sind tatsächlich jungtertiär“

Aus allem folgt, daß außer dem Vorkommen von Fulda zurzeit keine einzige der Tonablagerungen des Werra- und Fuldatales sicher als pliocänen Alters bestimmt ist. Daß solche vorhanden sein können, ist damit nicht in Abrede gestellt.

Dagegen sind eine Reihe von Ton- bzw. Ton- und Kiesablagerungen höchst wahrscheinlich anderen Alters. So hat v. KOENEN das Tertiär von Vacha, dessen Tone, Sande und weißen Kiese sich von anderen ähnlichen Vorkommen im Werratale nicht unterscheiden, als Miocän bestimmt, mit dem ausdrücklichen Bemerken, daß pliocänes Alter ausgeschlossen sei. Dieses über 38 m mächtige Miocän reicht bis zur heutigen Talsohle ohne durchbohrt zu sein. Folgen wir der Beweisführung von Herrn GRUPE, so muß also schon zur Miocänzeit das Wesertal in seiner heutigen Tiefe vorhanden gewesen sein! Nichts beweist wohl deutlicher die Unzulänglichkeit der Beweisführung des Herrn GRUPE. Ein Blick auf die Karte zeigt, daß dieses Miocän in einem weiten Kessel abgesetzt ist, dessen Entstehung noch nicht untersucht wurde, der aber wohl mit tektonischen Veränderungen oder mit Auslaugungserscheinungen im Untergrunde zusammenhängt. Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse bei dem „Pliocän“ von Blatt Gerstungen, das auch in weiten Kesseln zur Ablagerung kam, die später von der Weser angeschnitten wurden.

Andere Tonvorkommen sind nach ihrer tiefen Lage, nahe oder unter der Aue, und ihrer Führung sehr junger, torfiger Braunkohle, jüngstdiluvialen bzw. alluvialen Alters; daß stellenweise nach der geologischen Karte auch einmal junge Abschlammungen für Pliocän gehalten worden sind, nur nebenbei.

Doch genug an Beispielen! Das Ergebnis dieser Auseinandersetzung ist: Herr GRUPE hat nicht einmal den Versuch gemacht für irgend eines der fraglichen Tonvorkommen das pliocäne Alter zu beweisen. Er begnügt sich einfach mit der Behauptung, daß „das Vorkommen von Pliocän tief unten im Tale“ seine Hypothese „besonders klar beweist“.

Aber selbst wenn später einmal nachgewiesen werden sollte, daß die mächtigen und tief reichenden Tertiärablagerungen des Werratales bei Gerstungen, Vacha usw. wirklich Pliocän sind, so ist damit noch kein Beweis für eine bis zur heutigen Taltiefe reichende, einheitliche jungpliocäne Talausfurchung erbracht, wie Herr GRUPE glaubt. Das zeigen folgende Erwägungen.

Das Werra-Wesertal soll nach Herrn GRUPE bereits im Pliocän bis zur heutigen Talsohle, also über 100 m tief, eingeschnitten worden sein. In diesem Tale wurden an einzelnen Stellen 30 bis 40 m mächtige Tone abgesetzt. Wie denkt sich Herr GRUPE die Mechanik dieses Vorganges? Die Tone können doch nur in gestautem Wasser zum Absatz kommen. Wo sind aber die Barren, welche einen 40 bis 50 m mächtigen Aufstau der Werra an verschiedenen Stellen hervorbrachten?

Herr GRUPE fühlt neuerdings vielleicht selbst die Unmöglichkeit dieser Hypothese, setzt sich aber mit einigen oberflächlichen Wendungen darüber hinweg. „Natürlich waren es in diesem Stadium erst noch unfertige Täler. Es hinterblieben zunächst noch Stromschnellen und Talriegel, die hinter sich zuweilen kleine Seen und Tümpel abschnürten, und die den Geröllmassen keinen weiteren Transport gestatteten.“ Man stelle sich vor: In der Ober-Pliocänzeit setzt ein gewaltiger Erosionsprozeß ein, der im wesentlichen das Werra-Werratal bis zu seiner heutigen Tiefe ausgefurcht haben soll. An anderen Stellen aber bleiben Talriegel bestehen, deren Oberkante wie bei Gerstungen 75 m über der tiefsten Sohle gelegen haben muß. Es entstehen infolge solcher Talriegel „kleine Seen und Tümpel“ mit einer Oberfläche von mehreren Quadratkilometern und einer Tiefe von 40—70 m. Der Boden dieser kleinen Tümpel liegt teils im Niveau der heutigen Talaue, teils darunter, teils bis zu 40 m darüber.

Ein ebenso neues wie eigenartiges Bild der Talausfurchung!

Wenn einzelne dieser mächtigen, tiefgehenden Tertiärbildungen wirklich pliocänen Alters sind, dann ist die einfachste Erklärung für ihre Entstehung wohl die gleiche, welche

für das Miocän von Vacha gegeben wurde. Es sind Ablagerungen in vorher oder gleichzeitig gebildeten Kesseln, entstanden durch tektonische Vorgänge oder Auslaugung.

Eine genauere Untersuchung dieser Verhältnisse ist dringend erwünscht; unbedingt nötig aber ist sie für den Forscher, der daraus weitgehende Schlußfolgerungen über pliocäne Talbildung ziehen will.

Gegen die Auffassung der meisten Tone¹⁾ als jungpliocäne Terrassenbildungen spricht auch ihr Verhältnis zu den Terrassen selbst. Die zahlreichen pliocänen und diluvialen Terrassen, welche an der Werra mit allergrößter Sicherheit nachzuweisen waren, liegen teils über, teils unter den Tönen, teilweise haben ihre Täler die Tone angeschnitten und die Schotterterrasse legt sich auf eine scheinbare, eine sekundäre Oberfläche der Tone. Es ergeben sich keinerlei irgendwie gesetzmäßige Beziehungen zwischen den Tönen und den Terrassen. Das tiefliegende Pliocän des Herrn GRUPE ist überall ein Fremdkörper im normalen Terrassenprofil.

Ein Fremdkörper ist das „Pliocän“ auch nach seiner petrographischen Ausbildung. Alle Terrassen von der höchstgelegenen pliocänen an bis herab zum Alluvium zeigen, von kleinen Abweichungen abgesehen, im wesentlichen die gleiche petrographische Zusammensetzung. Die petrographische Entwicklung der Sande und Kiese in den „pliocänen Tönen“ weicht hiervon vollständig ab durch das Vorherrschen weißer Quarze, durch das vollständige Zurücktreten der gefärbten Gemengteile usw. Wollte man diese Sande und Kiese in das normale Terrassenprofil einordnen, so müßte man einen wiederholten, merkwürdigen Wechsel in der petrographischen Zusammensetzung der Flußschotter annehmen. Eine Anschauung, die durch nichts begründet ist.

Das „tiefliegende Pliocän“ des Herrn GRUPE ist also kein Beweis für eine tiefgreifende jungpliocäne Talbildung. Herr GRUPE kann weder beweisen, daß die im Werratale liegenden Tone wirklich Pliocän sind, noch daß ihre Ablagerung mit der normalen Talentwicklung in zahlreichen echten Akkumulationsterrassen, für welche alle anderen Merkmale sprechen, in Zusammenhang steht.

Das einzig sichere Pliocän sind die Tone usw. von Fulda. Sie liegen nicht tief unten im Tale sondern ca. 40 m über

¹⁾ Mit dem Wort Tone ist hier stets die Gesamtheit der „pliocänen“ Ablagerungen im Werra- und Fuldatal, also Kiese, Sande und Tone, nach ihrem charakteristischsten Bestandteil bezeichnet worden.

der Aue, eine Höhe, welche nach der vorläufigen rohen Schätzung sehr wohl mit meiner jüngsten Pliocänterrasse im Werratal übereinstimmt, welche ich auf ganz andere Weise, durch schrittweises Verfolgen der jüngsten präglazialen Terrasse von Hameln aus talaufwärts festgelegt habe. Das echte Pliocän von Fulda ist dann aber ein Beweis für die Richtigkeit meiner Auffassung wie der von mir angewandten Methode. Es ist aber ebenso ein Beweis gegen die Annahme von Herrn GRUPE, daß bereits in der Pliocänzeit das Wesertal beinahe oder ganz bis zur heutigen Tiefe ausgefurcht war. Für die weitere Kontroverse, ob das Tal bis zum Niveau des Fuldapliocäns in einem einzigen mächtigen Erosionsprozeß ausgefurcht wurde, wie Herr GRUPE meint, oder ob die Erosion, meiner Auffassung entsprechend, stufenweise erfolgte, von Akkumulationsperioden unterbrochen, bietet das Pliocän von Fulda keinen Anhalt. Das muß anderweitig entschieden werden, wenn auch die für Flußterrassen ganz normale Mächtigkeit von ca. 10 m für meine Anschauung spricht.

Auch über die Ursachen der Talbildung, welche ich früher ausführlich auseinandergesetzt habe, ist Herr GRUPE anderer Meinung. Ich führe die Entstehung des gekreuzten Terrassensystems der norddeutschen Flüsse im wesentlichen zurück auf eine seiner Zeit genauer präzisierte Schollenbewegung¹⁾. Wenn Herr GRUPE behauptet, das sei eine „rein hypothetische Vorstellung“, so möchte ich ihn doch bitten, sich das reiche Tatsachenmaterial zu vergegenwärtigen, welches jener „rein hypothetischen Vorstellung“ zugrunde liegt.

Mir sind bei meiner Untersuchung der Weserterrassen keinerlei tektonische Erscheinungen aufgefallen, welche die Entwicklung des Wesertales irgendwie wesentlich beeinflußt hätten. Von kleinen lokalen Störungen wird dabei selbstverständlich abgesehen. Der Umstand, daß sich in dem von mir entworfenen Weser-Werraprofil die Terrassen ohne größere Verbiegung, als ganz gleichmäßige Linien über ca. 40 Meßtischblätter zwanglos verfolgen ließen, gibt mir einen letzten Beweis für die Richtigkeit dieser Auffassung.

Herr GRUPE behauptet dem entgegen, daß die Entwicklung des Wesersystems „in hervorragendem Maße an tektonische Störungen“ gebunden sei. „Was Herr SIEGERT so ganz und gar nicht berücksichtigt hat, das sind die lokalen tektonischen Vorgänge, zumal die talbildenden Grabeneinbrüche, die an sich

¹⁾ SIEGERT: Zur Theorie der Talbildung. Diese Zeitschr. 1910, Monatsber. S. 1.

schon einen maßgebenden Einfluß auf die Talentwicklung jedesmal ausgeübt haben müssen, und die des weiteren bei ihrem verschiedenen Alter und ihrer verschiedenen Intensität auch eine ungleichmäßige und ungleichzeitige Talentwicklung in den einzelnen Flußgebieten notwendig bedingen.“ Denkt man aber etwa, daß Herr GRUPE nach diesem Satz nun Beispiel auf Beispiel häuft, wie tektonische Vorgänge von verschiedenem Alter die Entwicklung des Wesertales beeinflussen, und wie berechtigt daher seine abfällige Kritik meiner Anschauungen ist, so irrt man sich sehr. Nicht ein Beispiel bringt Herr GRUPE herbei. Daß der Leinetalgraben einen Einfluß auf die Anlage des Leinetals gehabt hat, ist die neue Entdeckung, welche Herr GRUPE uns mitteilt, und an die er Spekulationen über eine Urweser im Leinetal anschließt, denen zu folgen ich weder in diesem Vortrag die Aufgabe noch sonst die Lust habe. Herrn GRUPE aber möchte ich bitten, in dem für den heutigen Abend angezeigten Vortrag doch einmal an Beispielen zu zeigen, daß er Berechtigung hat zu dem Vorwurf: „Was Herr SIEGERT so ganz und gar nicht berücksichtigt, das sind die lokalen tektonischen Vorgänge die einen maßgebenden Einfluß auf die Talentwicklung ausgeübt haben müssen.“

Dem Angriff folgt übrigens sofort der Rückzug. „Wohl wäre es denkbar“ schreibt Herr GRUPE¹⁾ „daß die darauf folgenden jüngeren Terrassen mit einander in Beziehung zu bringen und in ihrer Entstehung auf gemeinsame, regional wirkende Ursachen, wie Strandverschiebung zurückzuführen sind.“ Die hier erwähnten „darauf folgenden jüngeren Terrassen“ sind alle Terrassen von der Weserterrasse der ersten Interglazialzeit an bis zum Alluvium. Für wieviel Terrassen aber habe ich meine Theorie aufgestellt? Für eine mehr! Außer den oben erwähnten noch für die jüngste präglaziale bzw. pliocäne Terrasse, mit dem ausdrücklichen Bemerken, daß wir über den Verlauf der höheren Terrassen noch zu wenig unterrichtet sind²⁾. Herr GRUPE gibt daher am Schluß einer völlig absprechenden Kritik ganz nebenbei zu, daß meine Anschauung für über 80 Prozent der von mir angezogenen Fälle richtig ist.

Auf zahlreiche kleinere Abweichungen in unserer Auffassung will ich nicht näher eingehen. Die vorstehenden Ausführungen zeigen ja zur Genüge, daß sich unsere Auffassungen

¹⁾ Diese Zeitschr. 1910, S. 299.

²⁾ Diese Zeitschr. 1910, Monatsber. S. 15.

Übersichtliche Darstellung der Entwicklung des mittleren
Wesertales.

Pliocän (und Präglazial- zeit?)	Mehrfache, abwechselnde Erosion und Akkumulation, deren Resultat die Entstehung von mehreren selbständigen Terrassen ist.
1. Eiszeit.	Die Akkumulation der jüngsten Pliocänterrasse dauert fort, bis sich das Eis auf die Schotter legt und diesem Prozeß Einhalt gebietet. Ablagerung von Glazialbildungen auf der jüngsten pliocänen (präglazialen) Terrasse talaufwärts bis in die Gegend von Hameln. Staubildungen oberhalb Hamelns. Mit dem Rückzuge des Eises beginnt ein neuer Erosionsprozeß.
1. Interglazialzeit.	Die Erosion erreicht ihr Maximum. Die Glazialablagerungen der 1. Eiszeit werden fast vollständig vernichtet. In dem neuen Tale werden die tieferen Schotterpartien einer neuen Terrasse aufgeschüttet.
2. Eiszeit.	Diese Akkumulation der Schotter dauert weiter an bis das Eis stauend wirkt. Mächtige Glazialbildungen zwischen Porta und Hameln. Staubildungen oberhalb der Porta (Löß). [*] Mit dem Rückzug des Eises beginnt ein neuer Erosionsprozeß.
2. Interglazialzeit.	Die Erosion erreicht ihr Maximum. In dem Tale werden die tiefsten Partien einer neuen Terrasse mit wärmeliebender Flora und Fauna (Grube Nachtigall) aufgeschüttet.
3. Eiszeit.	Die Akkumulation dauert weiter an. Der Einfluß des heranrückenden, aber die Porta nicht mehr erreichenden Eises ist aus dem Auftreten einer kälte liebenden Fauna in den oberen Partien der Schotter (Nachtigall) zu erkennen. Staubildungen (Löß). Mit dem Rückweichen des Eises beginnt eine neue Erosion.
Postglazialzeit und Alluvialzeit.	Mehrfache, abwechselnde Erosion und Akkumulation, die zur Entwicklung mehrerer selbständiger Terrassen führt.

diametral gegenüber stehen: Nicht nur die Schlußfolgerungen, nicht nur die hypothetischen Vorstellungen und die theoretischen Anschauungen sondern auch die tatsächlichen Beobachtungen stehen in einem so schroffen Widerspruch, daß für die allermeisten Punkte kaum eine mittlere Linie vorhanden sein dürfte, auf der beide Gegner sich finden könnten. Ein bedauerlicher Zustand, der sicher vermieden worden wäre, wenn mein wohlgemeinter Vorschlag, die kritischen Stellen vor einer Veröffentlichung gemeinsam gründlich zu untersuchen, Anklang gefunden hätte.

4. Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten.

(Vortrag, gehalten in der Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft vom 6. Dezember 1911.)

Von Herrn O. GRUPE.

(Mit 9 Textfiguren und 1 Gliederungstabelle.)

Einleitung.

Der Vortrag des Herrn SIEGERT über „Die Entwicklung des Wesertals“¹⁾, der in dem vorhergehenden Aufsätze dieser Zeitschrift abgedruckt ist, veranlaßt mich, meine so wesentlich anders geartete Auffassung über diesen Gegenstand ausführlicher darzulegen²⁾, wobei ich im Interesse einer einheitlichen Darstellung eine kurze Wiederholung einiger bereits publizierter Dinge nicht gut vermeiden kann. Zugleich benutze ich die Gelegenheit, meine weiteren Ergebnisse über die Weserterrassen und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten mitzuteilen.

Der Unterschied in unseren Auffassungen ist ein fundamentaler: Herr SIEGERT nimmt an, daß das Wesertal unter dem Einflusse ständig, in verhältnismäßig kurzen Zeitabschnitten wechselnder Erosionen und Akkumulationen sich herausgebildet hat, und daß die dabei entstandenen Schotterterrassen präglazial

¹⁾ Ich beziehe mich in meinen Ausführungen auf den Vortrag des Herrn SIEGERT so, wie er ihn gehalten hat, ohne Kenntnis seines für den Druck bestimmten Manuskriptes.

²⁾ Von meinen bisherigen Publikationen über diesen Gegenstand vgl. GRUPE: Zur Frage der Terrassenbildungen im mittleren Flußgebiete der Weser und Leine und ihrer Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. Diese Zeitschr. 1909, Monatsber. Nr. 12, S. 470 ff. — sowie bezüglich der Theorie der Talbildung: GRUPE: Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen. Diese Zeitschr. 1911, S. 288 ff.

und interglazial sind. Ich behaupte gerade das Gegenteil: Die Weser hatte sich bereits in pliocäner Zeit anhaltend und tief, mindestens bis zu 20 m über der heutigen Talaue, eingeschnitten, um dann in der folgenden älteren Diluvialzeit von mächtigen Schottern aufgefüllt zu werden, und sowohl diese Schotter der Oberen Terrasse wie die in den späteren Stadien des Diluviums nach weiteren, vorhergehenden Erosionen erfolgenden Ablagerungen der Mittleren und Unteren Terrasse sind zeitlich glazial, d. h. sie stehen in einem gewissen Kausalnexus mit den im Norden auftretenden Bildungen der verschiedenen Eiszeiten. Und zwar entspricht die Obere Terrasse der ersten Eiszeit, die Mittlere Terrasse der zweiten Eiszeit und die Untere Terrasse der letzten Eiszeit.

Tal- und Terrassenbildung.

Sehen wir vorerst ab von den von Hameln an flußabwärts gelegenen glazialen Ablagerungen und betrachten die einheimischen Flußabsätze im Oberlaufe des Wesertals, so treten uns da zunächst am Rande der heutigen Talaue zwei Aufschüttungsterrassen entgegen: die um 3—5 m ansteigende, lößfreie, zumeist aus sandigen und lehmigen Bildungen bestehende Untere Terrasse und darüber die 12—15 m mächtige, aus gröberen Schottern sich zusammensetzende und vielfach von Löß überkleidete Mittlere Terrasse. Das Schottermaterial beider Terrassen besteht vorzugsweise aus Geröllen von Buntsandstein und Muschelkalk, sowie Thüringer-Wald-Gesteinen, Porphyr, Granit, Fettquarz und Kieselschiefer. Auf weite Strecken sind diese beiden Terrassen noch morphologisch sehr schön erhalten und leicht zu verfolgen. Herr SIEGERT nennt die Untere Terrasse „postglazial“, während sie in Wirklichkeit, wie wir sehen werden, zeitlich jungglazial ist, und die Mittlere Terrasse „interglazial“, was ebenfalls nicht zutrifft. Er trennt ferner noch von dieser letzteren eine zweite „interglaziale“ Terrasse, deren Existenz ich bestreite. Es handelt sich um ein und dieselbe Aufschüttungsform, und die oft um mehrere Meter schwankende Höhenlage der Oberkante dieser Aufschüttungsterrasse ist, wie zu zeigen ist, eine Folge der späteren Erosion.

Die Untere und Mittlere Terrasse sind aber, soweit sie noch erhalten geblieben sind, nach meinen Beobachtungen für das gesamte Flußsystem der Weser charakteristisch (vgl. die

Fig. 1, 2, 6), wie es ja auch ganz natürlich ist, daß derartige anhaltende Akkumulationen eine allgemeine Ursache haben und gleichmäßig und gleichzeitig im Haupttal wie in den Nebentälern erfolgen müssen. In dem größeren Nebentale der Leine ist besonders die Mittlere Terrasse flüßaufwärts bis in die Göttinger Gegend entwickelt und in verschiedenen Kiesgruben aufgeschlossen, ist aber erst auf dem neueren Blatt Alfeld, wo sie zumeist aus Plänerschottern besteht, den Arbeiten MENZELS zufolge als jüngere Terrasse vom älteren Diluvium

Mittlere Terrasse

Untere Terrasse



Fig. 1.

Kiesgrube der Mittleren Terrasse der Weser bei Hehlen, in der zuweilen Mammutzähne gefunden werden. Im Hintergrunde die Untere Terrasse, nach der die Mittlere Terrasse steil abfällt.

abgetrennt¹⁾, während die Untere Terrasse, soweit sie vorhanden, oft nur wenig scharf hervortritt, und diesem Umstande ist es wohl zuzuschreiben, daß sie bei ihrer vorwiegend lehmigen Beschaffenheit zumeist zum Lößlehm gezogen ist. Besonders schön sind beide Terrassen noch am südwestlichen Harzrande erhalten, worauf ich weiter unten kurz zurück-

¹⁾ Auf dem vor ein paar Jahren in 2. Auflage erschienenen Blatte Göttingen ist dagegen diese Abtrennung der jüngeren Schotter (der Mittleren Terrasse) von den auch hier nur noch sporadisch erhaltenen älteren Schottern (der Oberen Terrasse) nicht erfolgt, und diese wie jene tragen ein und dieselbe Signatur.

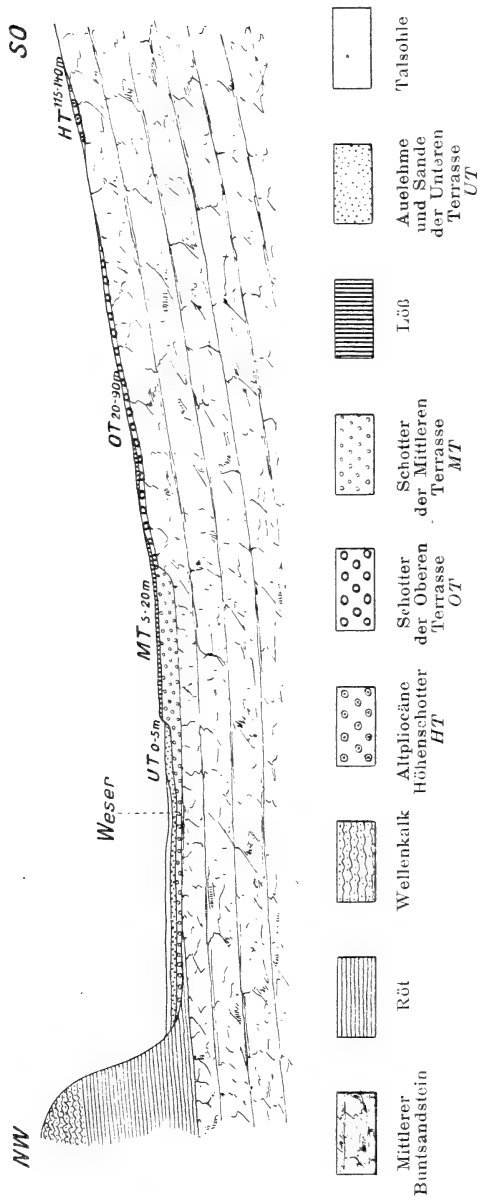


Fig. 2.
Profil durch das Wesertal südlich Höxter.

Maßstab der Längen ca. 1:31000, der Höhen 1:10300.

kommen werde. Ja, die beiden Terrassen lassen sich oft noch in die kleinsten Nebentäler und Nebentälchen der Weser verfolgen, die heute typische Trockentäler sind oder doch nur so spärliche Wassermassen führen, daß von diesen die Schotter ehemals nicht transportiert und abgesetzt sein können. Es ist dies eine an der Weser durchgehende Erscheinung, welche zeigt, daß dem Tale in früherer, diluvialer Zeit ganz andere Wassermassen zugeströmt sein müssen als heute, und welche die vor allem von den älteren Forschern vertretene Ansicht bestätigt, daß unsere Flußtäler in früheren Perioden weit umfangreichere Wassermassen geführt haben. Eine weitere wichtige Folgerung, die man aus dieser Erscheinung zu ziehen hat, ist die, daß die Erhaltung der Schotterterrassen in Form heutiger Talleisten wesentlich mitbedingt ist durch die Abnahme der Flußgewässer, und daß diese Abnahme der Wassermassen wiederum sich bis zu ihrem heutigen Stande ganz allmählich vollzogen hat, dafür liefert die Spezialkartierung¹⁾ an der Oberweser einen schönen Beleg. Es zeigt sich nämlich, daß manche alten Nebenarme der Weser und manche toten Nebentäler unter ihrer heutigen Oberfläche allein die Mittlere Terrasse enthalten, daß dagegen in anderen Nebentälern sich neben der Mittleren Terrasse auch noch die Untere Terrasse findet, während eine alluviale Talsohle fehlt. Im einen Falle war also der Bach bereits am Schlusse des mittleren Diluviums, im zweiten Falle erst am Schlusse des jüngeren Diluviums bzw. bei Beginn der Alluvialzeit versiegt. In anderen Trockentälern hinwiederum ist zwar noch eine alluviale Bachrinne vorhanden, aber sie ist entweder heute ständig wasserleer oder wird nur zu Zeiten besonders starker Niederschläge von spärlichen Wassermassen durchflossen. Nach alledem komme ich — im Gegensatz zu der Auffassung von PENCK und BRÜCKNER betr. die alpinen Verhältnisse²⁾ — für unser Gebiet zu dem Schluß, daß das Eiszeitalter sich durch eine erhebliche Steigerung der Niederschläge ausgezeichnet hat.

Außer diesen Flußabsätzen der Unteren und Mittleren Terrasse treten nun aber im Wesertal noch höher gelegene, ältere Flußschotter auf, allerdings nicht wie jene in Gestalt von durchgehenden Terrassen, sondern in Form einzelner, mehr

¹⁾ Es erscheint demnächst die Kartenlieferung 153, enthaltend die Weser-Blätter Hörter, Holzminden und Ottenstein.

²⁾ PENCK und BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909. Bd. III, S. 1140 ff.

oder weniger ausgebreiteter Schotterpartien, die nur noch ganz sporadisch in Höhenlagen von 20—90 m über der Talaue teils am gleichmäßig geformten Gehänge, teils auf mehr oder weniger ausgeprägten Stufen des älteren Gebirges auftreten, und es gilt nun, diese einzelnen, verschieden hoch gelegenen Schottervorkommen, die sich wohlgemerkt in ihrer petrographischen, vorwiegend durch Buntsandstein, Tertiärquarzit, Porphyr, Granit, Fettquarz, Kieselschiefer gekennzeichneten Zusammensetzung nicht unterscheiden, richtig zu deuten. Nicht selten sind diese älteren Schotter auf weite Strecken vollkommen zerstört — so finden sich, um ein Beispiel anzuführen, auf der ca. 16 km langen Strecke zwischen Polle und Bodenwerder an den Weserhängen oberhalb 20 m im ganzen nur drei winzige Schotterrelikte. Ich muß daher Herrn SIEGERT zunächst entgegenreten, wenn er in bezug auf diese älteren Schotter von Terrassen spricht und daraus in seinem Profil eine Unzahl von „präglazialen“ Terrassen herauskonstruiert, ohne den Terrassenbegriff in diesem Punkte näher zu definieren. Der Zuhörer bzw. Leser erhält dadurch unwillkürlich den Eindruck, als ob es sich um durchgehende und morphologisch heraustretende Terrassen und Terrassenstufen handle wie bei der Unteren und Mittleren Weserterrasse oder auch wie beispielsweise bei den älteren Schottern der sog. Hauptterrasse des Niederrheins. Wäre das der Fall, so wäre es natürlich verhältnismäßig einfach, eine Terrassengliederung vorzunehmen, und Herr SIEGERT und ich wären kaum in solche Differenzen geraten. Ich muß ferner auch das von Herrn SIEGERT in seinem Vortrage vorgeführte Terrassenprofil ablehnen und für undiskutierbar und gegenstandslos erklären, da es keine einzige Bezeichnung, weder irgendeine Höhenangabe noch eine Ortsangabe noch irgend eine geologische Eintragung enthält, vielmehr nur aus einer Reihe verschiedenfarbiger Linien besteht, die seine auf Grund der vereinzeltten Schotterrelikte durch das ganze Wesertal ununterbrochen durchkonstruierten Terrassen darstellen sollen.

Herr SIEGERT deutet nun diese einzelnen Schotterresiduen je nach ihrer Höhenlage als Reste ehemals selbständiger Terrassen, deren Altersfolge der örtlichen Aufeinanderfolge der Schotter von oben nach unten entspricht, eine in bezug auf die kleineren Schotterrelikte vielleicht zunächst ganz plausibel erscheinende Auffassung, die aber dennoch auf unsere Verhältnisse nicht paßt. Schon die neben diesen kleineren Schotterresten stellenweise in ununterbrochener Ausbreitung vorhandenen und an den Hängen viele Dekameter hoch hinaufgehenden

Schotterdecken weisen darauf hin, daß es sich um eine ehemals einheitliche, mächtige Schotteraufschüttung handelt.

Ich will aber zunächst einmal bei denjenigen Schotterrelikten von geringerem Umfange bleiben, die auf mehr oder weniger deutlichen Stufen des Gehänges liegen und die Herr SIEGERT als besonders beweiskräftig für seine Ansicht hält, und will der SIEGERTschen Erklärung eine andere gegenüberstellen, die diesen Verhältnissen mindestens in gleicher Weise gerecht wird. Ich behaupte nämlich: die Weser hatte sich schon in pliocäner Zeit tief eingeschnitten und bei ihrem etappenweisen Einschneiden hier und da am Gehänge Stufen hinterlassen; in der folgenden älteren Diluvialzeit wurde das Tal von mächtigen Schottern aufgefüllt, die sich dabei von unten nach oben über das terrassierte Gehänge gleichmäßig hinweglegten, und von dieser mächtigen Schotteraufschüttung sind bei der danach (in der 1. Interglazialzeit) einsetzenden zweiten bedeutenden Erosion und Denudation einzelne Schotterrelikte sowohl am gleichmäßigen Gehänge wie auf den vorhandenen alten pliocänen Stufen hinterblieben.

Ein Analogon zu dieser Erscheinung bietet uns die in der letzten Zeit mehrfach behandelte präoligocäne Landoberfläche, die nach unseren neueren Ergebnissen sowohl in Thüringen wie in Niederhessen noch heutigentags auf weite Strecken erhalten geblieben ist. Wie diese präoligocäne Peneplain nach Abtragung der ehemals über ihr gelegenen lockeren Tertiärmassen in ihrer ursprünglichen Gestalt wieder zum Vorschein kommt, hier und da noch bedeckt von Resten des Tertiärgebirges, so kommen auch an der Weser die alten Erosionsstufen des pliocänen Talgehänges nach Abtragung der ehemals über ihnen gleichmäßig ausgebreiteten altdiluvialen Schotter wieder zum Vorschein, teils noch bedeckt von vereinzelt Geröllen oder auch noch von wirklichen, in ihrer Mächtigkeit zwischen 0—6 m ungemein schwankenden Schotterdecken teils auch vollkommen entblößt von irgendwelchen Schottern. Und gerade dieser starke Mächtigkeitswechsel der Geröllablagerungen zeigt ja zur Evidenz, daß es sich um Denudationsrelikte nicht nur in horizontalem, sondern auch in vertikalem Sinne handelt, die aus einer viel mächtigeren Aufschüttung stammen können. Dies Moment scheint Herr SIEGERT überhaupt nicht beachtet zu haben.

Daß die hier vorgetragene Auffassung durchaus nicht außergewöhnlich ist, wie vielleicht manche Geologen annehmen, die diese Möglichkeit der Erklärung noch nicht ins Auge gefaßt haben, zeigen uns deutlich die Lagerungsverhältnisse des

Pliocäns und Diluviums auf dem jüngst erschienenen, von BLANCKENHORN bearbeiteten Blatte Ostheim a. d. Rhön. Hier lagern sowohl in der Gegend von Ostheim wie Mellrichstadt in einem gewöhnlichen Erosionstale des Muschelkalkgebirges nur durchschnittlich 20—30 m über dem Talboden oberpliocäne Sande, die Zähne von *Mastodon arvernensis* enthalten, und daran und darüber altdiluviale Schottermassen, die dann auch noch in Form einzelner ausgebreiteter Decken in der weiteren Umgebung auftreten und dabei stellenweise, beginnend im Niveau des Talbodens, eine Höhenlage von ca. 70 m über diesem erreichen. In diesem Falle ist es also direkt nachweisbar, daß die Terrainstufen, die hier und da den Schotterdecken als Unterlage dienen, nicht unmittelbar vor Ablagerung der sie bedeckenden Schotter entstanden sind, sondern daß es sich um ältere Talstufen des pliocänen Flusses handelt, über die später die altdiluvialen Schotter bei ihrer mächtigen Aufschüttung in dem vorhandenen pliocänen Tale sich gleichmäßig hinweggelagert haben. Herr BLANCKENHORN hat ja denn auch sehr richtig die in verschiedenen Höhenlagen auftretenden Schotterdecken als Überbleibsel ein und derselben Terrassenaufschüttung (d_1) kartiert.

Die beiden nebenstehenden schematischen Skizzen mögen diese Auffassung über die Tal- und Terrassenbildung zum Ausdruck bringen (Fig. 3 und 4).

Das für unsere Deutung besonders maßgebende Oberpliocän ist nun allerdings im Wesertal selbst bisher nicht beobachtet worden und scheint wohl überhaupt nicht mehr erhalten zu sein. Gleichwohl läßt sich auf andere Weise ein Beweis für die gegebene Deutung auch an der Weser erbringen, nämlich unter Bezugnahme auf die größeren Schotterdecken, die neben den kleineren Schotterrelikten an verschiedenen Stellen — z. B. bei Hehlen, südöstlich Holzminden-Altendorf, in der Umgebung von Boffzen-Fürstenberg, gegenüber Lauenförde usw. — auftreten und sich hier ununterbrochen um 40—60 m an den Hängen in die Höhe ziehen. Um diese einheitlichen Schotterdecken seiner Erklärung anzupassen, löst sie Herr SIEGERT in Reste mehrerer selbständiger Terrassen auf und läßt die dazwischen gelegenen „Sockel“ des älteren Gebirges nachträglich von den Terrassen aus überrollt sein. Ich habe mir daraufhin wiederholt die Verhältnisse angesehen und kann nur sagen, daß für diese Annahme jegliche Anhaltspunkte fehlen. Vielmehr vermag ich in zwei Fällen infolge günstiger Aufschlüsse meine Auffassung klar zu beweisen.

Eine der oben genannten Schotterdecken befindet sich noch in größerer Stärke, sodaß man sie fast als Schotterrücken bezeichnen könnte, am Hoppenberg bei Brückfeld zwischen Fürstenberg und Höxter und zieht sich vom Außenrande der Mittleren Terrasse ununterbrochen um über 50 m hoch an einem gleichmäßigen, flachen Gehänge bis auf das Plateau des Berges hinauf. In ihrem größeren unteren Teile sind die Schotter durch einen tieferen, um 40 m ansteigenden Hohlweg

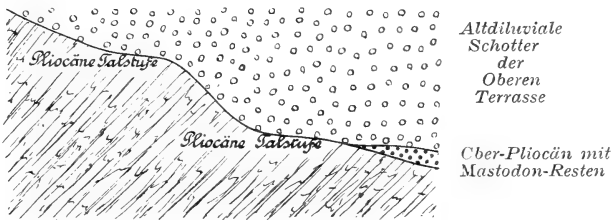


Fig. 3.

1. Stadium. Schotterauffüllung des pliocänen Tales (Obere Terrasse).

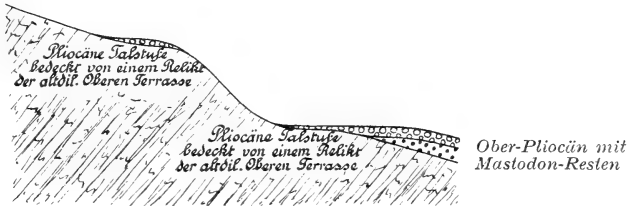


Fig. 4.

2. Stadium. Die Obere Terrasse ist durch Erosion und Denudation zerstört bis auf einzelne hinterbliebene Relikte (etwaige Abtragungen des älteren Gebirges sind unberücksichtigt geblieben).

lückenlos aufgeschlossen und zeigen sich an einzelnen Stellen mit tonigem Buntsandsteinmaterial vermengt. Am oberen Ende des Hohlwegs befindet sich sodann eine Kiesgrube, die uns die Fortsetzung des Schotterprofils gibt. Im unteren Teil der Grube liegen zunächst 1½ m mächtige Schotter und darüber in einer Mächtigkeit von etlichen Metern Wesersande, die von regelrechten Gehängeschuttlagen in Gestalt umgelagerter rötlicher Buntsandsteintone mit vereinzelt Buntsandsteinstücken unterbrochen und bedeckt werden. Den Abschluß der gesamten Ablagerung bilden wiederum unmittelbar oberhalb der

Kiesgrube auf der Höhe des Berges grobe Schotter, die schon aus dem Grunde nicht etwa den Rest einer älteren Terrasse (im SIEGERTschen Sinne) darstellen können, weil die unter ihnen als oberste Schicht der Kiesgrube folgende tonige Gehängeschuttbildung kein Material von ihnen führt, mithin vor ihrem Absatze entstanden sein muß. Die den obersten Schichten des Mittleren Buntsandsteines, den sog. Tonigen Grenzsichten des Sollinghangs entstammenden Gehängeschuttone — von Herrn SIEGERT fälschlicherweise als „Bändertone“ angesehen und als Decke einer besonderen Terrasse gedeutet — gehören also als Zwischenschichten der Terrasse selbst an, d. h. sie haben sich während der Aufschüttung der Schotterterrasse gebildet und sind in sie hineingelangt, was ja bei diesem Schottervorkommen als der mit dem älteren Gebirge in Kontakt stehenden Außenpartie der ehemaligen Terrasse ganz natürlich ist. So beobachten wir ja auch noch in Kiesgruben der Mittleren Terrasse nicht selten, daß den Weserschottern plötzlich Gehängeschuttlagen zwischengeschaltet sind. Aus alledem ergibt sich zweifellos, daß es sich um eine einheitliche, nirgends durch ältere Schichten unterbrochene Schottermasse handelt, die ein Überbleibsel der ehemals 60—70 m mächtigen Oberen Terrasse darstellt. In der weiteren Umgebung — wie z. B. am Kathagen unterhalb Fürstenberg — sind dann von dieser Oberen Terrasse wiederum nur noch einzelne Schotterreste in verschiedenen Höhenlagen vorhanden, die hier und da aus dem Löß heraustreten, und zwischen denen auch einzelne kleine Schollen von Buntsandstein gelegentlich zum Vorschein kommen. Und gerade dieses Profil greift Herr SIEGERT heraus und versucht daran seine Ansicht über die Existenz verschiedener selbständiger Terrassen zu demonstrieren, unbekümmert darum, daß unweit davon diese seine „Terrassen“ sich zu einer einheitlichen Schottermasse vereinigen.

Ein zweites instruktives Beispiel in dieser Hinsicht bietet die Terrasse des Felsenkellers bei Holzminden am Rande des Wesertals. Hierselbst steigt ein Rötsockel aus dem Talgrunde 30 m hoch empor und ist oben auf seiner Plateaufläche größtenteils von einer Schotterdecke überkleidet, die sich dann am westlichen Steilhange, zumeist zu Nagelfluhbänken verkittet, um 15—20 m tief hinunterzieht. Eine derartige Schotterablagerung kann natürlich nicht den ehemaligen Grad der Aufschüttung bezeichnen, sondern repräsentiert nur den Denudationsrest einer mächtigen Schottermasse, die vom Fuße des Rötsockels an aufgeschüttet wurde, sich über die vorhandene Plateaufläche hinweglagerte und diese schließlich noch um

mindestens 30 m überragte. Denn unweit vom Felsenkeller am Sollinghange bei Altendorf breitet sich eine neue Schotterdecke aus, die etwas unter dem Niveau der Plateaubene des Felsenkellers beginnend, um ca. 40 m ununterbrochen bis zur nächsten Plateauhöhe ansteigt (vgl. Fig. 5).

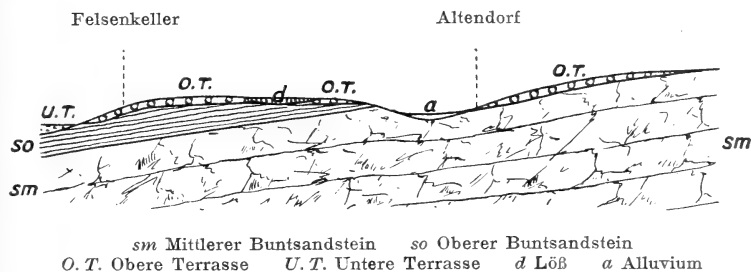


Fig. 5.

Profil durch die Obere Weserterrasse südöstlich Holzminden.
Maßstab 1:25000.

Aus diesen Lagerungsverhältnissen kann ich nur den einen Schluß ziehen, daß das Wesertal bei Beginn der Diluvialzeit bereits bis zu bedeutender Tiefe vorhanden war und von mächtigen Schottern aufgefüllt wurde, die dann in einer späteren Periode bis auf wenige Reste wieder zerstört wurden. Nur an einer einzigen Stelle finden sich diese altdiluvialen Flußschotter noch in ihrer wirklichen, ursprünglichen Mächtigkeit, nämlich im Untergrunde des Wesertals bei Tündern südlich Hameln, woselbst sie eine Bohrung unter der Unteren Terrasse bis zu ca. 60 m erschlossen hat. Infolge nachträglicher, der 1. Interglazialzeit angehörenden Störungen¹⁾ sind die Schotter an dieser Stelle in die Tiefe verworfen und daselbst erhalten geblieben, während sonst flußaufwärts — nach den Ergebnissen der Brückenbauten von Bodenwerder, Holzminden, Höxter und Lauenförde, sowie einiger Tiefbohrungen des Wesertals bei Höxter und Bodenwerder — das ältere Gebirge bereits in einem Niveau von 5—7 m unter dem Flußbette liegt. Daß es sich in der Tat in diesem Falle um einen tektonischen Einbruch handelt, geht sicher daraus hervor, daß auf den die Schotter bei 62,5 m unterlagernden Gipskeuper infolge einer widersinnig einfallenden

¹⁾ Auf diese vereinzelt auftretenden diluvialen Störungen gedenke ich an anderer Stelle zurückzukommen.

Verwerfung bei 95 m wieder diluviale Schichten, und zwar Torflagen und Süßwasserkalke mit einer anscheinend interglazialen Fauna¹⁾ (*Bithynia tentaculata* u. a.) und darunter geschiebemergelähnliche Schichten, in denen die Bohrung bei einer Teufe von 110 m stehen geblieben ist, folgen.

Wie ich schon in meiner ersten Arbeit näher ausgeführt habe, sind die Lagerungsverhältnisse in den Nebentälern der Weser ganz analog. Auch hier ist es ehemals in der altdiluvialen Zeit zu einer mächtigen Schotterauffüllung der Täler gekommen, von der aber nur noch wenige Relikte hinterblieben sind. Nur in einem Teile der Nebentalgebiete sind sämtliche diluvialen Terrassen in gemeinsamer, prächtiger Erhaltung und voller Mächtigkeit noch erhalten, nämlich am südwestlichen Rande des Harzes²⁾. Wenn es noch eines Beweises für meine Auffassung bedarf, daß die diluvialen Flußablagerungen des Stromsystems der Weser nur aus drei selbständigen Aufschüttungsterrassen bestehen, hier am Harzrande bietet ihn die Natur noch unmittelbar.

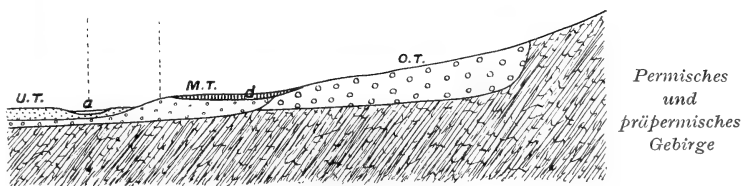
Wir sehen zunächst in der Umgebung von Herzberg am Rande der Talauen in weiter Ausdehnung die um etwa 5 m und meist mit einem schroffen Absatz ansteigende, lößfreie Untere Schotterterrasse³⁾, daran sich anschließend die z. T. von Löß verhüllte Mittlere Terrasse³⁾, die besonders entlang der von Herzberg nach der Aschenhütte führenden Chaussee landschaftlich hervortritt und schließlich im höheren Niveau die mächtigen Aufhäufungen der altdiluvialen Oberen Terrasse, die uns am unmittelbaren Rande des Harzmassivs zwischen Herzberg und Osterode und darüber hinaus in Gestalt von 80—100 m, ja stellenweise — wie in der Lonauer Forst — von 120 m hohen Schotterbergen entgegentreten (vgl. hierzu die Fig. 6, 7, 8). Das sind nicht etwa von den Harzgehängen heruntergespülte Schuttmassen, wie mir im Anschluß an meinen vor 2 Jahren in der Deutsch. Geol. Ges. gehaltenen Vortrag von einer Seite entgegengehalten wurde, sondern — entsprechend auch der Kartendarstellung — regelrechte, aus wohlgerundeten Geröllen von Grauwacke, Kieselschiefer, Quarz und Quarzit bestehende

¹⁾ Nach freundlicher Bestimmung meines Kollegen MENZEL.

²⁾ Vgl. hierzu die Blätter Lauterberg, Gieboldehausen und Osterode.

³⁾ Auf den Blättern Lauterberg und Gieboldehausen ist die Untere Terrasse als älteres Alluvium (a_3) dargestellt, während die Mittlere Terrasse von den übrigen Diluvialschottern nicht besonders abgetrennt ist. Auf dem neueren Blatte Osterode ist sodann die Untere Terrasse mit ds_2 und die Mittlere Terrasse, soweit sie ausgeschieden ist, mit ds_1 bezeichnet.

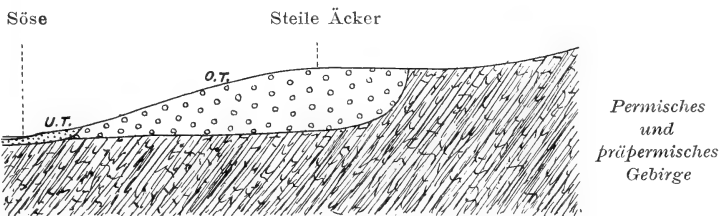
Forsthaus
Sieber Lüderholz



O. T. Obere Terrasse M. T. Mittlere Terrasse U. T. Untere Terrasse
a Talsole d Löß

Fig. 6.

Profil durch die herzynischen Schotterterrassen nordwestlich Herzberg a. Harz.
Maßstab 1 : 30 000.



O. T. Obere Terrasse U. T. Untere Terrasse

Fig. 7.

Profil durch die herzynischen Schotterterrassen bei Osterode a. Harz.
Maßstab 1 : 30 000.

Über 3 km langer und 80 m hoher Schotterrücken
der Oberen Terrasse bei Osterode a. Harz

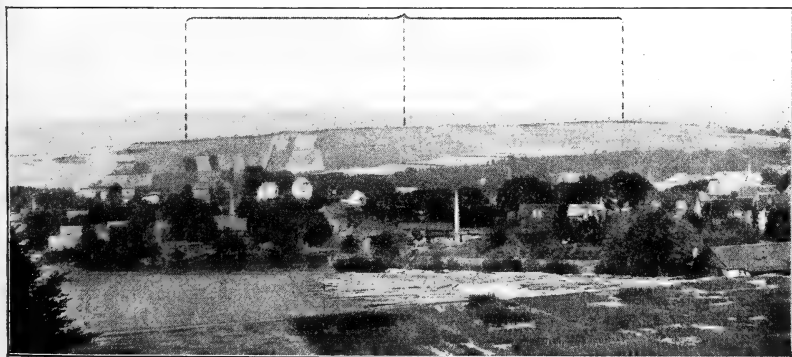


Fig. 8.

Blick auf den Schotterrücken „Steile Äcker“ bei Osterode a. Harz.

Flußschotter, die sich, wie ihr Kontakt mit dem paläozoischen Gebirge zeigt, in ihrer bedeutenden Mächtigkeit an steile, schroff aufragende Uferwände alter Harztäler angelagert haben und die dann nachträglich auf der Höhe der heutigen Schotterrücken vielfach kilometerweit plateauartig abgeschliffen sind¹⁾. So zeigt z. B. das Profil in Fig. 7, daß ein und dieselbe Hochfläche sowohl die Schotter wie das alte Gebirge abschneidet, mithin eine spätere Denudationsebene ist, über deren Niveau die heute ca. 80 m mächtigen Schotter sogar noch hinausgingen. Und in der Tat steigen die Schotter in der Lonauer Forst an der Katzenklippe südöstlich Osterode ununterbrochen zu einer Maximalhöhe von 120 m über dem heutigen Talboden an. Die Täler der Söse und ihrer Nebenbäche, die die mächtigen altdiluvialen Schotter aufnahmen, waren also bei Beginn der Diluvialzeit bereits vorhanden, und da natürlich die Wassermassen, um solche groben Gerölle transportieren und ablagern zu können, Abfluß gehabt haben müssen, im Anschluß an das Sösetal auch das Rhume- und Leinetal.

In Übereinstimmung mit dieser so frühzeitigen Talbildung steht, wie ich schon in meinen früheren Arbeiten nachdrücklich hervorgehoben habe, daß weiterhin im nordwestlichen Harzvorlande in der Gegend von Gandersheim und Seesen präglaziale bzw. jungpliocäne Schichten in Gestalt von hercynischen Schottern, hellen Quarzsanden, buntfarbigen Tonen mit Buntsandsteinschuttmassen z. T. im Liegenden altglazialer Bildungen noch heute unten in den Tälern sich finden und in situ abgelagert erscheinen.

Allen diesen für meine Auffassung so entscheidenden Tatsachen schenkt Herr SIEGERT überhaupt keine Beachtung.

Aus den Lagerungsverhältnissen der Oberen Terrassenschotter am Harzrande ersehen wir, daß diese hier noch heute eine weit bedeutendere Mächtigkeit besitzen, als wir sie an der Weser festgestellt haben. Nun treten aber auch noch an der Weser, getrennt von den übrigen Schottern, in viel höheren Niveaus, und zwar bei 120—150 m über der Talaue, Flußschotter auf — so z. B. in etwas größerer Ausdehnung östlich und südlich von Fürstenberg sowie in Form kleinerer Denudationsreste am Feldberge und Sülteberge gegenüber Holzminden —, und es entsteht die Frage, ob diese als oberste

¹⁾ Diese in den Erläuterungen der Blätter Lauterberg, Gieboldehausen und Osterode nur allzu dürftig behandelten hercynischen Schotterablagerungen bieten außer der hier behandelten Frage noch anderweitige interessante Probleme, vor allem in tektonischer und hydrologischer Beziehung, auf die einzugehen ich mir für später vorbehalten.

Schichten nicht vielleicht noch der Aufschüttung der Oberen Terrasse mit angehören, die dann allerdings eine Mächtigkeit von mindestens 130 m gehabt haben müßte. Im Hinblick auf die analogen Mächtigkeitsverhältnisse der hercynischen Schotter am Harzrande wäre dies ja theoretisch denkbar, zumal auch diese höchstgelegenen Schotter in ihrer Zusammensetzung keine besonders merkwürdigen Unterschiede gegenüber den tiefer gelegenen erkennen lassen. Nur die Tertiärquarzitgerölle erscheinen stellenweise besonders angereichert, doch könnte diese Erscheinung ja auch auf lokalen Einflüssen beruhen. Nun habe ich aber in den letzten beiden Jahren dieselben Höhenschotter weiter im Norden, weitab von der heutigen Weser, auf der Ottensteiner Hochebene sowie in der Umgebung von Hohe mehrfach nachgewiesen, woselbst sie stellenweise an kleinere Verwerfungen gebunden erscheinen, und diese auf einen besonderen Flußlauf hinweisenden Schottervorkommen bestärken mich in meiner früheren Annahme, daß es sich bei ihnen tatsächlich um eine älteste, und zwar — in Konsequenz meines Ergebnisses über die pliocäne Talbildung — um eine altpliocäne Schotterablagerung handelt. Ob diese alten Schotterresiduen verschiedenen selbständigen Terrassen ehemals angehört haben, ist kaum zu entscheiden. Die um ca. 10 m höhere Lage der Ottensteiner Höhenschotter könnte zunächst dafür sprechen; doch kann dieselbe ebensogut auch durch die nachträglich stattgefundenen Krustenbewegungen hervorgerufen sein. Ich nenne daher kurz diese alten Schotterreste „altpliocäne Höhenschotter“.

Genau den gleichen Lagerungsformen der altdiluvialen Schotter wie an der Weser begegnen wir auch an der Werra und Fulda. Auch in diesen Gebieten treten die Schotter nur noch ganz vereinzelt auf, teils wieder in Form kleiner und kleinster Denudationsrelikte, teils in Form ausgebreiteter, an den Hängen oft um viele Dekameter ansteigender Schotterdecken — wie z. B. bei Kassel, Rotenburg, Hersfeld, Vacha, Berka, Altenbreitungen, Wasungen usw. —. Wohl werden zuweilen diese Schotterdecken durch das ältere Gebirge unterbrochen, aber diese Unterbrechung geschieht niemals durch im Sinne des Flusses verlaufende Sockel, sondern regellos durch ungleichmäßig gestaltete Schollen der älteren Schichten, die in Erosionsfenstern aus der Schotterbedeckung hervorschauen. Diese Erscheinung zeigen vor allem auch die am rechten Werraufer in der Gegend von Altenbreitungen¹⁾ weit

¹⁾ Vgl. die Blätter Altenbreitungen und Schmalkalden.

ausgedehnten Schottermassen, die an dieser Stelle Herr SIEGERT in seinem Sinne zu deuten sucht. Herrn SIEGERT scheint es aber entgangen zu sein, daß hier die Buntsandsteinschichten zumeist in Einsenkungen der Erdoberfläche aus der Schottermasse heraustreten und gemäß diesen Oberflächenformen oft geradezu senkrecht gegen das Tal verlaufen, keineswegs aber durchgehende Terrassensockel bilden und daß im übrigen die Schotter lückenlos zusammenhängen.

Es ist aber von besonderer Wichtigkeit, daß an einigen wenigen Stellen des Fulda- und Werratales die Schotter nicht nur als Decken, sondern noch in größerer Mächtigkeit als wirkliche Schotterrücken vorhanden sind, worauf ich schon in meiner letzten Arbeit hingewiesen habe. So treffen wir gegenüber Hersfeld auf der rechten Fuldaseite einen über 30 m hohen Schotterrücken an, über dessen Niveau dann auf der anderen Seite des Tales die Schotter noch ununterbrochen am Gehänge um 30—40 m hinausgehen. In Gestalt noch stärkerer Aufschüttungen erscheinen die Oberen Terrassenschotter in einer Nische des Werratales bei Zella gegenüber Vacha, und zwar vom Talboden heran bis zu einer Höhe von 60—70 m. Nur in der Mitte wird die durch verschiedene Kiesgruben erschlossene mächtige Ablagerung an einzelnen isolierten Punkten vom älteren Gebirge, Tertiär und Buntsandstein, unterbrochen. Selbst wenn wir diese älteren Schichten für einen echten Terrassensockel halten würden, hätten wir hier höchstens zwei, je 30—40 m mächtige Schotterrassen vor uns, die allein schon die SIEGERTSche Annahme von einer zahlreicheren Entwicklung präglazialer und interglazialer Terrassen strikt widerlegen. Aber auch die Zweizahl der Terrassen kann ich an dieser Stelle nicht zugeben. Denn die gesamten Schotter sind auffallenderweise von unten bis oben total zersetzt; ihre Buntsandsteingerölle sind durch und durch gebleicht und ihre Porphyr- und Granitgerölle kaolinisiert. Derartige außergewöhnliche und intensive Reduktions- und Zersetzungs Vorgänge setzen meines Erachtens eine ehemalige Bedeckung der Schotter durch ein Torflager voraus, von dem aus die in den kiesigen und lockeren Untergrund eindringenden Humussäuren zersetzend einwirkten, d. h. mit anderen Worten die Schotter mußten unter der Torfbedeckung ehemals eine einheitliche Oberfläche und damit eine einheitliche Ablagerung bilden.

Von nicht minder entscheidender Bedeutung für meine Auffassung über die pliocäne Talentwicklung ist die tiefe Lage des Mastodonpliocäns im Bereiche des Fulda- und Werragebietes. Herr SIEGERT ist sich wohl bewußt, daß diese so

tief liegenden Mastodonschichten mit seiner Deutung so ganz und gar nicht in Einklang zu bringen sind, und tut sie deshalb mit ein paar nichtssagenden Bemerkungen ab. Auf der einen Seite bezweifelt er das wirklich pliocäne Alter der Schichten, indem er sich nur auf die älteren, durch SPEYER und BEYRICH bekannt gewordenen Funde von Mastodonzähnen bei Fulda bezieht, auf der anderen Seite hält er die Bildungen für unmaßgeblich, da sie in keiner Beziehung zu den Flußterrassen ständen.

Ich darf zunächst Herrn SIEGERT bemerken, daß auch in neuerer Zeit in solchen tiefgelegenen Flußablagerungen Mastodonzähne aufgefunden sind, und zwar sowohl im Fuldatal bei Fulda¹⁾ wie in einem Nebental der Werra bei Jüchsen²⁾ südlich Meiningen, und daß, solange *Mastodon arvernensis* und *Borsoni* als pliocäne Tiere gelten, auch die sie einschließenden Schichten in der Pliocänperiode zum Absatz gekommen sein müssen.

Es haben ferner schon die älteren Forscher wie BEYRICH und v. KOENEN und neuerdings BLANCKENHORN erkannt, daß diese pliocänen Sande und Tone in situ in vorhandenen Tälern abgelagert worden sind, und auf die Bedeutung dieser Bildungen für das hohe Alter der Täler hingewiesen. Der etwaige Einwand, daß das Fuldaer Pliocän z. T. innerhalb einer Grabenbruchzone läge und deshalb nachträglich eingesunken sein könnte, wird durch meine Ergebnisse über das Alter der niederhessischen Dislokationen³⁾ entkräftet. Ich habe ja nachgewiesen, daß gleich den übrigen niederhessischen Gräben auch der Fuldagraben in seiner tektonischen Anlage von präoligocänem Alter und in seiner heutigen Form durch die Denudation geschaffen ist. Nicht einmal irgendwelche nennenswerte jungtertiäre, geschweige postpliocäne Störungen lassen sich an ihnen erkennen; liegen doch z. B. auch gerade an der einen Randspalte des Fuldagrabens die Basalte des Heimbarges in ein und demselben Niveau auf ehemals gegeneinander verworfenen Triasschichten (Gipskeuper und Wellenkalk) und zeigen, daß zwischen den Dislokationen und der jungmiocänen Eruption der Basalte eine längere Zeit der Ruhe gelegen haben

¹⁾ BLANCKENHORN: Geologische Aufnahmen in der Gegend von Großenlöder, Fulda usw. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, S. 467.

²⁾ WALTHER: Über Mastodon im Werragebiet. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, S. 212.

³⁾ GRUPE: Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes usw. A. a. O., S. 271 ff.

muß, in der die gegeneinander verschobenen Schichten zuvor wieder eingeebnet wurden. Überdies wird die primäre Lagerung des Pliocäns an seiner heutigen Stelle auch durch die Einschaltung von wenig abgerollten Rötgesteinen in den Pliocänsanden bewiesen, die nur aus den tiefgelegenen Schichten des Fuldagrabens stammen können, ebenso wie bei der in einem normalen Erosionstal auftretenden Pliocänbildung südlich Meiningen¹⁾ durch die Führung von Chirotheriensandstein- und Karneolgeröllen, welche nur die südwestlich unten an den Talgehängen austreichenden Chirotherien-Schichten geliefert haben können, da im übrigen Röt und Muschelkalk das flußaufwärts gelegene Gebiet zusammensetzen. Das alles sind einfache Tatsachen, denen man sich doch einer einmal vorgefaßten Meinung und Theorie zu Liebe auf die Dauer nicht verschließen sollte.

Ich stimme aber weiter mit den älteren Forschern darin überein, daß wir von diesen nachweisbaren Pliocänbildungen aus dasselbe Alter auch für die anderen gleichartig beschaffenen und in analoger Lage befindlichen Flußablagerungen des Gebietes in Anspruch nehmen dürfen, in denen bisher noch keine Fossilreste aufgefunden sind. Ein derartiges Vorkommen, aus Buntsandsteinschottern, Quarzsanden, sandigen Letten mit kohligen Einlagerungen und bunten Töpfertonen bestehend, befindet sich z. B. in der Gegend von Altenbreitungen nahe der Talsohle in einem Nebental der Werra bei Rosa²⁾, und auch die auf der anderen Seite der Werra bei Herrenbreitungen, Fernbach und Fambach²⁾ in tieferem Niveau lagernden, als fragliches Pliocän dargestellten Tone dürften hierhergehören.

Gewiß, diese Pliocän-Ablagerungen stehen in keiner Beziehung zu den SIEGERTSchen „präglazialen“ und „interglazialen“ Terrassen, die weder früher existiert haben noch heute existieren, wohl aber zeigen sie uns die Tatsache, daß in der jüngeren Pliocänzeit die Täler dieses Gebietes bis zu bedeutender Tiefe bereits ausgefurcht waren, und daß demzufolge die nach weiterer Talvertiefung zeitlich folgenden altdiluvialen Schottermassen eine einheitliche, mindestens 60—70 m mächtige Aufschüttung in diesen vorhandenen Tälern gebildet haben müssen. Ich darf bemerken, daß außer Herrn

¹⁾ Vgl. Bl. Renwertshausen. Das pliocäne Alter der auf dem Blatte noch als die diluvial aufgefaßten Schotter von Jüchsen ist erst später durch WALTHER auf Grund der Funde von Mastodonzähnen nachgewiesen.

²⁾ Vgl. die Blätter Altenbreitungen und Schmalkalden.

BLANCKENHORN neuerdings auch Herr BÜCKING¹⁾, der durch seine langjährigen Kartierungen die Verhältnisse im Fulda- und Werragebiet näher kennt, diese meine Auffassung über die pliocäne Talbildung und die einheitliche, mächtige Aufschüttung der altdiluvialen Schotter teilt.

Daß die somit für das Werra- und Fuldatal wie für das obere Wesertal charakteristische pliocäne Talentwicklung auch weiterhin den unteren Lauf des Flußgebietes beherrscht hat, scheint aus den durch HARBORT²⁾ und WOLFF³⁾ bekanntgewordenen Tiefbohrungen der Nienburger und Bremer Gegend hervorzugehen. Nach den Ergebnissen dieser Bohrungen liegen hier im Untergrunde des heutigen Diluviums im älteren Gebirge um Hundert und Hunderte von Metern tief eingeschnittene präglaziale bzw. pliocäne Talrinnen vor, in denen die altglazialen Schichten in bedeutenderer Mächtigkeit aufgeschüttet wurden. Nachträgliche Senkungen des Bodens haben dann das alte Flußtal mit seinen glazialen Ausfüllungen unter das heutige Meeresniveau gebracht.

Die glazialen Ablagerungen in ihrer Beziehung zu den Terrassen.

Ich gehe nunmehr über zu den glazialen Ablagerungen des Wesertals, die zum ersten Male bei Hameln in größerem Umfange auftreten und die ich in Anbetracht ihrer analogen Mächtigkeitsverhältnisse bisher mit den flußaufwärts folgenden Schottern der Oberen Terrasse parallelisiert hatte. Ich hatte angenommen, daß hier von Hameln ab zur Zeit der Oberen Terrasse bzw. der ersten Vereisung die Weserschotter sich mit den aus den nördlichen vereisten Seitentälern hinzutretenden nordischen Sedimenten zu einer gemischten Ablagerung vereinigten. Diesen Standpunkt halte ich heute nicht mehr aufrecht auf Grund meiner letztjährigen Beobachtungen, nach denen auch während der Periode der Mittleren Terrasse eine viel mächtigere Schotterauffüllung des Wesertals erfolgt ist, als ich sie bisher sicher nachweisen konnte, und dieser zweiten, mächtigen Schotterablagerung der Mittleren Terrasse setze ich nunmehr, wie ich zeigen werde, die gemischt-glazialen Aufschüttungen bei Hameln gleich.

¹⁾ Nach mündlicher Mitteilung.

²⁾ HARBORT: Über die Verbreitung von Jura usw. in der Umgebung von Neustadt a. Rbg. und Nienburg a. W. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1910, S. 22 ff.

³⁾ WOLFF: Der Untergrund von Bremen. Diese Zeitschr. 1909, Monatsber. 8/10, S. 348 ff.

Es ist für die Schotter der Oberen Terrasse charakteristisch, daß sie im allgemeinen völlig frei von Muschelkalkgeröllen sind, während die glazialen Ablagerungen bei Hameln unter einer dünnen Verwitterungsrinde sowohl kalkreiche Sande wie eine Menge kleinerer und größerer Kalkgerölle führen. Dieser wesentliche Unterschied war mir natürlich auch schon früher aufgefallen, aber ich hatte ihn zunächst als einen ursprünglichen, auf lokalen Einflüssen beruhenden angesehen. Ich hatte mir nicht so recht vorstellen können, daß die Kalkgerölle, die gleich den Buntsandsteingeröllen bei der Nähe des Kalkgebirges ja einen größeren Umfang gehabt haben müssen, nachträglich aus den Oberen Terrassen-schottern um mehrere Meter tief so vollkommen ausgelaugt sein sollten. Ich bin nun dieser Frage in der letzten Zeit näher nachgegangen und habe festgestellt, daß selbst in vielen Kiesgruben der Mittleren und sogar der Unteren Terrasse den oberen Schichten Kalkgehalt und Kalkgerölle fehlen und diese sich erst nach der Tiefe zu einstellen. Ich habe ferner in anderen Kiesgruben regelrechte Verwitterungstaschen beobachtet, in denen die Kalkgerölle mehrere Meter tief fehlen können, während sie unmittelbar daneben bis nahe oder bis unmittelbar an die Oberfläche reichen. An der Verwitterungsgrenze sind dann vielfach die Kalkgerölle zu einem mehligen Grus aufgelöst oder wenigstens doch von einer mehligen Verwitterungsrinde umkleidet. Aus allen diesen Erscheinungen geht deutlich hervor, daß es sich um nachträgliche Zersetzungen handelt, von denen sowohl die Untere und Mittlere Terrasse wie in noch stärkerem Grade entsprechend dem höheren Alter die Obere Terrasse betroffen ist, und daß der meist völlige Mangel an Muschelkalkgeröllen in der letztgenannten Terrasse tatsächlich durch die Zersetzung bedingt ist; nur in den wenigen Fällen — wie z. B. am Felsenkeller bei Holzminden — enthalten die Schotter der Oberen Terrasse noch ihre Kalkgerölle, wo sie von vornherein zu Nagelfluhen d. h. zu kompakten Gesteinsschichten verkittet worden waren und demzufolge der Zersetzung weniger unterlagen.

Der beträchtliche Gehalt an kalkreichen Sanden und Kalkgeröllen bildet somit für die gemischt-glazialen Ablagerungen bei Hameln ein wichtiges Kriterium gegenüber den im allgemeinen kalkfreien Schottern der Oberen Terrasse und deutet auf ein jüngerer Alter hin. Aber noch einen weiteren interessanten Beweis kann ich für diese neuere Auffassung beibringen, der sich wiederum gegen die SIEGERTSchen Ausführungen richtet.

Wir beobachteten nämlich, daß die Mittlere Terrasse,

abgesehen von den durch die späteren Erosionen und Akkumulationen hervorgerufenen Unterbrechungen, durch das ganze Wesertal über die Porta hinaus bis in die Gegend von Minden verläuft, zwischen Minden und Petershagen aber plötzlich, worauf mich zuerst Herr HARBORT freundlichst aufmerksam machte, quer zum heutigen Tal in westlicher Richtung, sowie auf der rechten Seite jenseits der Unteren Terrasse in östlicher Richtung sich zu einer weiten Plateauebene ausbreitet, die bei 55—60 m Meereshöhe liegt und sich ostwärts bis in die Gegend von Wunstorf hin verfolgen läßt. Die Aufschlüsse des diese Ebene durchschneidenden Mittellandkanals, die ich unter der Führung von Herrn HARBORT besucht habe, zeigen nun aber die interessante Tatsache, daß in einer gewissen Entfernung von der Weser an Stelle der Weserschotter plötzlich untere Kreideschichten, hier und da bedeckt von einer schwachen Grundmoräne, und schließlich in der Umgebung von Sachsenhagen Leineschotter treten. Aus diesen Lagerungsverhältnissen geht hervor, daß wir es mit einer typischen Denudationsebene von jugendlichem Alter zu tun haben, in der Weserschotter, Leineschotter, Grundmoräne und älteres Gebirge gleichmäßig abgetragen sind und daß demzufolge die bei Minden noch in einer Mächtigkeit von ca. 20 m über der Talaue aufsteigenden Schotter der Mittleren Terrasse nicht den ehemaligen Grad der Aufschüttung bezeichnen, vielmehr den Rest einer ehemals noch mächtigeren Ablagerung darstellen.

Was aber von der Mittleren Terrasse bei Minden gilt, das gilt auch für die gesamte das Wesertal flussaufwärts durchziehende Mittlere Terrasse, die ja, soweit sie noch vorhanden, sich an Höhenlagen zwischen 10 und 20 m über dem Talboden hält, mithin auch schon hierin verschiedene Grade nachträglicher Zerstörung zu erkennen gibt. Nur an einigen wenigen Stellen zeigt die Terrasse einen erheblicheren Anstieg, der uns ja nun leicht verständlich ist. So sehen wir bei Reileifzen gegenüber Polle unmittelbar am Weserufer die durch mehrere Sandgruben erschlossene Mittlere Terrasse in Form einer einheitlichen Aufschüttung bis zu 40 m über dem Flusse ansteigen. Noch instruktiver ist diese Erscheinung bei Daspe unweit Bodenwerder. Hier ziehen sich am Rande des Weinberges vom Niveau des Talbodens aus die von Kalkschotterlagen durchsetzten Wesersande der Mittleren Terrasse seitlich in eine Schlucht hinein, durchlaufen talabwärts ununterbrochen um das ältere Gebirge herum einen alten Nebenarm der Weser und erreichen dabei eine Maximalhöhe von ca. 50 m über der Talaue, um dann nach Frenke zu wieder auf ein erheblich

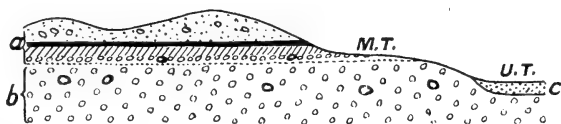
niedrigeres Niveau herunterzugehen und sich dabei mit der Hauptterrasse des Flusses zu vereinigen. Eine ähnliche bedeutende Höhenlage erreichen auch die östlich Frenke aus dem Ilsetal herauskommenden Nebentalschotter der Mittleren Terrasse. Wir haben also an diesen Stellen die ehemalige, bis 50 m mächtige Aufschüttung der Mittleren Terrasse vor uns, der gegenüber die heutige, allgemeine Form der oberflächlich durchschnittlich 12 bis 20 m mächtigen Mittleren Terrasse nur den von der Abtragung verschont gebliebenen Sockel darstellt.

Man könnte daraufhin vielleicht zu dem Verdacht kommen, daß die Mittlere Terrasse eine Erosionsform der Oberen Terrasse ist. Doch spricht dagegen von vornherein schon der Wechsel in der Zusammensetzung der beiden Terrassen, der gekennzeichnet ist einerseits durch das Fehlen von Muschelkalk und die oft auffällige Anreicherung von Tertiärquarziten in der meist aus groben Schottern bestehenden Oberen Terrasse und andererseits durch das starke Zurücktreten der Tertiärquarzite, durch reichliches Vorhandensein von Muschelkalk und stärkere Entwicklung rein sandiger Schichten in der Mittleren Terrasse.

Diese große Bedeutung der nachträglichen Erosion und Denudation scheint Herr SIEGERT auch bei der Mittleren Terrasse nicht erkannt zu haben, und nur so ist es zu erklären, daß er die Mittlere Terrasse in zwei selbständige „Interglazialterrassen“ zerteilt, die in Wirklichkeit nicht vorhanden sind. Vielmehr handelt es sich stets um ein und dieselbe aus dem Talgrunde emporragende, in der Höhenlage ihrer Oberfläche verschiedentlich schwankende Akkumulationsterrasse, der z. B. ebensowohl die in ihrem untersten Teile die Rixdorfer Fauna führende Terrasse des Sintelberges bei Hameln wie die in etwas tieferem Niveau das Torflager der Zeche Nachtigall einschließende Terrasse nördlich Höxter angehören.

Von diesen neuen Gesichtspunkten aus betrachten wir nunmehr die gemischt-glazialen Ablagerungen bei Hameln, und zwar zunächst in ihrer äußeren Kontur. Wir sehen da am nordöstlichen Ausgange von Hameln einen ca. 50 m hohen Kiesrücken aus dem Tale aufsteigen und daran anschließend die 15—20 m mächtige Mittlere Terrasse, die sich dann auf der anderen Seite des Hameltals südwärts und ostwärts zu einer weiten, tischebenen Fläche ausbreitet, aus der zwischen Rohrsen und Afferde die „Endmoränen“ der Düttberge emporragen. Da wir nun wissen, daß die Mittlere Terrasse in ihrer vorliegenden Form ein Erosionssockel ist, so steigt ohne weiteres

die Vermutung in uns auf, daß das Ganze eine ursprünglich einheitliche Aufschüttung darstellt, aus der die Mittlere Terrasse sowohl wie die äußerlich endmoränenartigen Kuppen durch die spätere Erosion herausgeschnitten sind. Und in der Tat sehen wir unsere Vermutung bestätigt, wenn wir den inneren Aufbau der Ablagerung in den zahlreichen Kiesgruben nordöstlich Hameln näher in Augenschein nehmen. Es zeigt sich dann, auf Grund der in der letzten Zeit entstandenen Aufschlüsse, daß die vorzugsweise aus Weserschottern und Wesersanden mit vereinzelt nordischen Bestandteilen bestehende Mittlere Terrasse sich nicht dem Kiesrücken anlagert, wie ich früher angenommen, sondern in ununterbrochener Fortsetzung den unteren Teil des Kiesrückens bildet, während dann in dem größeren, oberen Teil des letzteren die glazialen Sedimente vorherrschen, und zwar beobachtet man zunächst über den ziemlich reinen Weserschottern eine Wechsellagerung von Wesersanden und nordischen Sanden, sodann Bändertone und Grundmoräne und schließlich höher hinauf mächtigere, nicht selten diskordante geschichtete Spatsande und Mergelsande, verschiedentlich mit Geröllschichten nordischer und einheimischer Gesteine.



a Glaziale Sande und Kiese (mit einheimischem Material), Grundmoräne und Bänderton. *b* Weser-Sande und -Schotter mit einzelnen nordischen Geröllen, nach oben zu wechsellagernd mit nordischen Sanden. *M. T.* Mittlere Terrasse. *c* Sande und Lehme der Unteren Terrasse *U. T.*

Fig. 9.

Schematisches Profil durch die gemischt-glaziale Ablagerung nordöstlich Hameln. Maßstab 1:25 000.

Die gesamte Ablagerung bei Hameln repräsentiert uns somit gleichsam den Kampf der Weser mit dem Inlandeise und seinen Schmelzwässern, die zur Zeit der mittleren Vereisung bzw. der Mittleren Terrasse aus dem nördlichen Seitentale der Hamel der Weser zuströmten. In der ersten Zeit lag das Eis noch etwas weiter zurück, und es lagerte die Weser noch ungehindert ihre Schotter ab, nur hin und wieder gelangte nordisches Material durch die Gewässer der Hamel, darunter auch ganz vereinzelt größere Geschiebe — vielleicht durch Drift — mit hinein, erst nach und nach rückte der Gletscher weiter vor,

und seine Schmelzwässer verdrängten zeitweilig die Weser, wie es sich in einer vorübergehenden Wechsellagerung von Weser sanden und nordischen Sanden kundgibt. Den weitesten Vorstoß des Eises bis unmittelbar ins Wesertal hinein bezeichnen uns die Bildungen der Bändertone und Grundmoräne, auf die dann infolge wieder rückwärts gerichteter Bewegung mächtige Schmelzwasserabsätze folgen.

Aus dieser Vereinigung der Mittleren Weserterrasse mit dem Glazialdiluvium ergibt sich klar und deutlich, daß die Mittlere Terrasse nicht interglazial ist, wie Herr SIEGERT annimmt, sondern ein zeitlich glaziales Gebilde darstellt und in ihrer ursprünglich bedeutenden Mächtigkeit von ca. 50 m unter dem stauenden Einflusse des Inlandeises, und zwar des mittleren Inlandeises entstanden ist — schon die ausgeprägten Denudationsformen der Glazialablagerung weisen von vornherein darauf hin, daß sie nicht aus der letzten Vereisung stammen kann.

Mit diesem Ergebnis stimmen sehr schön die Befunde MENZELS überein, nach denen die in der Mittleren Weser- und Leinerterrasse, einerseits in der Zeche Nachtigall nördlich Höxter andererseits gegenüber Gronau, auftretenden Schneckenfaunen arktische, z. T. hocharktische Arten führen. Nur die untersten Schichten der Terrasse, die nördlich Höxter im Niveau des heutigen Flußspiegels das Torflager der Zeche Nachtigall¹⁾ mit *Corylus avellana* usw. enthalten und am Sintelberge bei Hameln ein wenig höher eine aus gemäßigten und nordischen Säugtierarten bestehende Rixdorfer Fauna (*Bos primigenius*, *Cervus elaphus*, *Equus caballus* und andererseits *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Ovibos moschatus*) geliefert haben¹⁾, dürften bereits am Ende der vorausgehenden ersten Interglazialzeit zum Absatz gekommen sein. Ich verweise aber dabei auf die neuere Auffassung MENZELS und SOENDEROPS²⁾ über den Charakter der Rixdorfer Fauna, nach der diese auch bereits ein „kaltes Interglazial“ darstellt, und ein erneutes Vordringen des Eises im Norden anzeigt, eine Auf-

¹⁾ Bezüglich der weiteren Angaben über die Fauna und Flora vgl. GRUPE: Zur Frage der Terrassenbildungen. a. a. O. S. 481–484 und MENZEL: Beiträge zur Kenntnis der Quartärbildungen im südlichen Hannover. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1903. S. 337 ff. und STRUCKMANN, Notiz über das Vorkommen des Moschusochsen im diluvialen Flußkies von Hameln a. Weser. Diese Zeitschr. f. 1887. S. 601–604.

²⁾ MENZEL und SOENDEROP: Bericht über die Exkursion nach Phöben. Diese Zeitschr. 1910, Monatsh. S. 630.

fassung, mit der das Auftreten unserer Rixdorfer Fauna im untersten Teile der im übrigen zeitlich glazialen Terrasse bei Hameln durchaus im Einklang steht. Auf ein wirklich gemäßigtes Klima weist dagegen das Torflager der Zeche Nachtigall mit Früchten von *Corylus avellana* hin, und damit stimmt wieder seine noch tiefere Lage — im unmittelbaren Niveau der heutigen Weser — gut überein.

Das glaziale Alter der Mittleren Terrasse ergibt sich zum andern aber auch aus ihrem Verhalten in der Gegend von Minden. Wie wir bereits sahen, biegt die Mittlere Terrasse nördlich des Wiehengebirges in der Gegend von Minden und Petershagen plötzlich quer zum heutigen Tal nach Nordwesten zu ab und ist nach meinen Beobachtungen im weiteren Verlaufe des Wesertals nicht mehr vorhanden. Statt ihrer erheben sich unmittelbar am Außenrande der gleichmäßig fortsetzenden Unteren Terrasse die glazialen Aufschüttungen bei Döhren, Lokkum, Nienburg usw., die nach persönlicher Mitteilung Herr STOLLER — durchaus konform meiner Auffassung — als Ablagerungen der mittleren Vereisung ansieht. Ausalldem geht hervor: Die Mittlere Terrasse des oberen und mittleren Wesertals und die genannten glazialen Bildungen des unteren Wesertals vertreten einander oder mit anderen Worten: Die Weser wich nördlich Minden vor dem heranrückenden Inlandeise der mittleren Eiszeit nach Westen aus und häufte unter dem stauenden Einflusse des Eises die mächtigen Schotter seiner Mittleren Terrasse auf. In welchem Alters- und Lagerungsverhältnis die schon von SPETHMANN¹⁾ nach mehr morphologischen Gesichtspunkten behandelten endmoränenartigen Bildungen an der Porta, bei Kleinenbremen und Steinbergen zu der Mittleren Terrasse stehen, ob sie einen weiteren, südlicheren Vorstoß ein und desselben Inlandeises bezeichnen, oder ob sie überhaupt einer anderen, selbständigen Vereisung angehören, bedarf noch näherer Untersuchungen.

Wenn ich soeben von dem „stauenden Einflusse“ des Inlandeises in bezug auf die mächtigen Flußschotterbildungen sprach, so habe ich ja schon früher ausführlich auseinander-gesetzt, was ich darunter verstehe. Selbstverständlich ist damit nicht das extreme Stadium eines Stausees gemeint, das Herr STEGERT zur Bekämpfung meiner Ansicht wieder annimmt. Um auf diese Frage kurz zurückzukommen, beschränke ich mich

¹⁾ SPETHMANN, Glaziale Stillstandslagen im Gebiet der mittleren Weser. Mitt. d. Geogr. Ges. in Lübeck, 1908, Heft 22.

darauf, meine einmal schon gebrauchten Worte hier nochmals anzuführen: „Schon von dem Zeitpunkte an, wo das vordringende Inlandeis und seine Schmelzwässer auf den Lauf der ihnen entgegenkommenden und durch die umfangreichen Niederschläge der Eiszeit beträchlich angeschwollenen Flüsse verzögernd und hemmend einwirkten, mußte eine Verringerung der Transportkraft der Flüsse und damit zumal bei allmählichem Vorrücken und längeren Stillstandsphasen des Eises eine mächtige Geröllaufschüttung („rückschreitende Akkumulation“) talaufwärts eintreten. Diese Geröllaufschüttung hielt solange an, als der Fluß seinen wenn auch behinderten Abfluß nach Norden noch besaß oder wenigstens doch seitwärts ausweichen konnte. Erst als der Gletscher soweit in das Gebirgsland eingedrungen war, daß er die Flüsse zu abflußlosen Staubecken aufstaute, fand naturgemäß die Flußgeröllablagerung ihr Ende. Ist es aber überhaupt zu einem solchen anhaltenden Aufstau und vollends weiterhin zu einer Rückläufigkeit der Flüsse, wie man sie vielfach annimmt, gekommen? Das Fehlen jeglicher Ablagerungen, die auf ein solches Abströmen der aufgestauten Flußgewässer nach Süden zu hinweisen, läßt diese Annahme nicht sehr glaubwürdig erscheinen, und es ist deshalb die neuerdings von HENKEL¹⁾ geäußerte Ansicht wohl beachtenswert, daß die Flüsse, als ihnen kein anderer Ausweg blieb, sich ihr Bett in das Eis hineinschmolzen und auf diese Weise einen Abfluß unter dem Eise erzwangen. Sollte dies wirklich der Fall gewesen sein, so war natürlich auch hierbei der Wasserabfluß stark gestört und beschränkt und hatte eine weitere Geröllakkumulation talaufwärts im Gefolge.“ Hinzusetzen möchte ich noch, daß ich in unserem Gebiete, abgesehen von gelegentlichen Bändertonlagen, mächtigere Stauseebildungen, wie sie SPETHMANN unter der Bezeichnung „Rintelner Stausee“ anzunehmen scheint, bisher nicht beobachtet habe. In der Hamelner Gegend bestehen seine „Stauterrassen“, jedenfalls entweder aus echten Flußschottern der Mittleren Terrasse oder aus fluvioglazialen Absätzen.

Die Schlüsse, zu denen uns die Lagerungsverhältnisse der Mittleren Terrasse und ihre Vereinigung mit dem Glazialdiluvium führen, glaube ich des weiteren aber auch auf die analoge Erscheinungsform der Oberen Terrasse übertragen zu dürfen, die ja ehemals eine noch bedeutendere, mindestens 60—70 m betragende Mächtigkeit aufwies. Es erscheint nahelegend, daß gleichfalls die Oberen Terrassenschotter in ihrer

¹⁾ vgl. Globus, Bd. 95, Nr. 1.

beträchtlichen Mächtigkeit unter der stauenden Einwirkung eines entgegenrückenden Inlandeises, und zwar des ersten Inlandeises zur Ablagerung gelangt sind und daß gleichfalls zu dieser Zeit von der Eisbarre aus eine rückschreitende Akkumulation einsetzte, wie sie sich noch heutzutage in den mächtig aufgehäuften altdiluvialen Schottermassen am südwestlichen Harzrande kenntlich macht. Voraussetzung für diese Annahme ist natürlich, daß auch schon das erste Inlandeis im Bereiche unseres Wesergebietes sich ausgebreitet hat. Und in der Tat spricht m. E. für diese Existenz einer ältesten Vereisung — abgesehen von der Auffassung SIEGERTS, der die in der Mittleren Terrasse gelegentlich eingeschlossenen größeren nordischen Geschiebe als Überreste einer solchen deutet — der Umstand, daß stellenweise, wie z. B. nordöstlich Fülme bei Eisbergen, über dem Niveau der Mittleren Terrasse auf älterem Gebirge auftretende Weserschotter, die ich als Relikte der Oberen Terrasse ansehen muß, auch bereits nordische Gerölle, vor allem Feuersteine führen. Welche von den übrigen umfangreicheren Diluvialablagerungen in diesem mittleren Teile des Wesertals der Oberen Terrasse, bzw. der ältesten Vereisung angehören, ist noch näher zu erforschen. Auffällig ist mir immerhin, daß die gegenüber Rinteln zwischen Exten und Möllenbeck viele Kilometer weit sich erstreckenden, aus nordischem und Wesermaterial bestehenden Kiesrücken bis zu der gleichen Höhenlage, nämlich bis zu 90 m über der Talaue sich erheben wie die flußaufwärts folgenden Schotter der Oberen Terrasse, und es entsteht die Frage, ob nicht diese mächtige Kiesaufschüttung noch einen ansehnlichen Rest der Oberen Terrasse repräsentiert, der in diesem Teile des Wesergebietes aus den nördlichen Seitentälern heraus durch die Schmelzwässer des ersten Inlandeises nordisches Material zugeführt wurde. Daß die oft vorherrschenden und gleichmäßig geschichteten Weserschotter dieser gewaltigen und ausgedehnten Kieswälle samt und sonders aus älteren Terrassen durch die Schmelzwässer umgelagert sein sollen, wie Herr SIEGERT annimmt, will mir jedenfalls nicht einleuchten.

Für die Frage einer ältesten Vergletscherung unseres Flußgebietes scheinen aber besonders entscheidend die Glazialablagerungen des Leinetals unterhalb Freden zu sein. Ich verweise kurz darauf, daß hier die schon früher von MENZEL als jüngere Flußablagerung erkannte Mittlere Terrasse in ihren vorherrschenden Plänerschottern stellenweise nordisches Material führt, das bei der Lage des inmitten des Gebirgslandes süd-nördlich gerichteten Flußlaufes nur südlich oder seitlich gele-

genen altglazialen Bildungen entstammen kann, und nach meinen Beobachtungen¹⁾ zu oberst vielfach von Bändertonen und Grundmoräne bedeckt wird. Diese Grundmoräne legt sich zugleich aber auch an verschiedenen Stellen diskordant über die zuvor stark denudierten und zuweilen in ihrer Lagerung auffällig gestörten nordischen Sande und Kiese hinweg, die weit über dem Niveau der Mittleren Terrasse in Form einzelner, hoher Kuppen das Gelände am Fuße des Selters nordwestlich Gr. Freden bedecken, und aus denen der Mittleren Terrasse das nordische Material durch Seitenbäche zugeführt worden ist. Wir haben hier somit die Ablagerungen zweier selbständiger, durch die Bildung der Mittleren Terrasse zeitlich getrennter Vereisungen²⁾ vor uns, und zwar dürfte es sich um die erste und zweite Vereisung handeln. Das ergibt sich sowohl aus dem Vergleich mit den ganz analogen Ablagerungen und Lagerungsverhältnissen im Wesertal wie aus den noch folgenden Ausführungen über das Alter der Unteren Terrasse und ihre nördlichen Äquivalente. Überdies weisen auch hier im Leinetal die des jugendlichen Charakters ermangelnden Landschaftsformen auf ein höheres Alter des Glazialdiluviums hin. Auch die Aufnahmeergebnisse SCHRÖDERS am nördlichen Harzrande, nach denen dort besonders die der Mittleren Terrasse entsprechenden Flußschotter auf weitere Strecken entwickelt sind und außerdem stellenweise Relikte glazialer Schotter von höherem Alter vorliegen, aus denen die ersteren hier und da durch Umlagerung glaziales Material aufgenommen, sowie meine eigenen, ganz analogen Beobachtungen im nordwestlichen Vorlande des Harzes bringen mich konsequenterweise zu derselben Auffassung, daß es bereits das erste Inlandeis gewesen ist, welches sein Moränenmaterial in Gestalt mächtigerer Sande und Kiese bis an den Harzrand vorschüttete. Ob der die Sande und Kiese im letzteren Gebiet vielfach bedeckende Geschiebemergel derselben ältesten Eiszeit angehört, oder ob er, wie im Leinetal bei Alfeld usw., das Produkt einer neuen, nämlich der mittleren Vereisung darstellt, ist noch näher zu untersuchen, und ich werde auf diese Frage in einer späteren Arbeit zurückkommen. Nach alledem hat auch schon das erste Inlandeis weit nach Süden zu in das Weser-

¹⁾ GRUPE: Das Glazialdiluvium und die Plänerschotter des Leinetales. Diese Zeitschr. 1910. Monatsber. Nr. 5/6, S. 425 ff.

²⁾ Besonders gestützt wird diese Auffassung noch, wie schon früher erwähnt, durch das Auftreten des interglazialen Torflagers der Zeche Nachtigall im untersten Teile der Mittleren Terrasse im Wesertal nördlich Hörter.

Leinegebiet hineingereicht und mußte naturgemäß einen hemmenden Einfluß auf die entgegenströmenden Flußgewässer ausüben und sie zur anhaltenden, nach und nach rückschreitenden Aufschüttung ihres Schottermaterials d. h. zur Bildung der Oberen Terrasse veranlassen. Wenn durch nördlich gelegene Tiefbohrungen, die das ganze Diluvium durchstoßen haben, diese ältesten Glazialschichten nicht angetroffen sind, so beweist das m. E. nur, daß diese hier in der ersten Interglazialzeit vollständig abgetragen sind, ist doch auch, wie wir sahen, die ursprünglich so mächtige Schotterablagerung der Oberen Terrasse auf weite Strecken in der ersten Interglazialzeit wieder total zerstört worden.

Was das genauere Alter der Unteren Terrasse angeht, die um 3—5 m sich über der Talaue erhebt und vorzugsweise aus sandigen und lehmigen Bildungen besteht, so hatte ich es bislang noch unbestimmt gelassen, ob es sich bei ihr um eine altalluviale oder jungdiluviale Flußablagerung handelt. Näheren Aufschluß über diese Frage geben uns nunmehr die neueren Untersuchungen meines Kollegen STOLLER im nördlichen Teile der Provinz Hannover, die erst zum kleinen Teil publiziert sind¹⁾ und demnächst in einer ausführlicheren Arbeit behandelt werden sollen. Nach diesen Feststellungen STOLLERS breitet sich im unteren Laufe des Wesertales zwischen Nienburg und Verden, sowie in ununterbrochener Fortsetzung im anschließenden Allertal zwischen der Talsohle und dem älteren Glazialdiluvium eine um ca. 5 m ansteigende Flußterrasse aus, die sich während der Zeit der in der nördlich benachbarten Lüneburger Heide²⁾ einsetzenden jüngsten Vereisung gebildet und einen Teil ihres Materials aus den Schmelzwässern dieses letzten Inlandeises von Norden her aufgenommen hat.

Diese Flußterrasse STOLLERS ist aber meine Untere Weserterrasse, die ich in ununterbrochenem Zuge durch das ganze Wesertal bis Nienburg verfolgt habe. Damit gelangen wir zu dem Schluß, daß die Untere Terrasse ein zeitliches Äquivalent der letzten (dritten) Vereisung ist.

Als Gesamtergebnis über die diluvialen Tal- und Terrassenbildungen des Weser- und Leinetals ergibt sich somit den bisherigen Ausführungen zufolge: Die Glazialzeiten bilden

¹⁾ STOLLER: Erläuterungen zur geol.-agron. Karte der Gegend östlich Verden. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1910.

²⁾ STOLLER: Die Landschaftsformen der südlichen Lüneburger Heide. Jahresber. d. niedersächs. geol. Ver. Hannover 1909. S. 126 ff.

im Flußgebiete der Weser auch für seine südlich gelegenen, eisfreien Teile die Perioden der Akkumulation und die Interglazialzeiten im wesentlichen die Perioden der Erosion. Nachdem bereits in der Pliocänzeit die Täler des Wesergebietes bis zu bedeutender Tiefe eingeschnitten waren, wurden zu wiederholten Malen während der Eiszeiten die Täler von mächtigen Schottern aufgefüllt und während der nachfolgenden Interglazialzeiten wieder ausgeräumt. Unter dem stauenden Einflusse der von Norden her vordringenden Inlandeismassen wurden die entgegenströmenden und seitlich nach Westen zu ausweichenden Flüsse in ihrer Transportkraft geschwächt und gezwungen, ihr mitgeführtes Material aufzuschütten, und erst nachdem das Eis sich zurückgezogen hatte und die Flüsse wieder frei und unbehindert nach Norden abfließen konnten, nahmen sie von neuem ihre Erosionstätigkeit auf und schnitten sich in ihre zuvor abgelagerten Schotter ein. Es sind dies m. E. so natürliche Vorgänge, daß es mir unverständlich ist, wie eine solche Stauwirkung der Gletscher geleugnet werden kann.

Unser Ergebnis über den ursächlichen Zusammenhang zwischen Vereisung und Terrassenbildung ist somit analog demjenigen der Alpengeologen (PENCK, BRÜCKNER) über die Beziehungen der alpinen Flußterrassen zu den Gletschermoränen, nur mit dem Unterschiede, daß dieser ursächliche Zusammenhang in unserem Falle bei den einander entgegengesetzt gerichteten Bewegungen der Gletscher und Flüsse vor allem in der Stauwirkung der ersteren als einem neuen und besonders wirksamen Agens der Schotterakkumulation begründet ist, wenn auch zugleich daneben die unter dem Einflusse der Vereisung bzw. der umfangreicheren Niederschläge verstärkte Schuttfuhr durch Gletscher und Flüsse einen zweiten, nicht unwichtigen Faktor gebildet hat.

Aus diesem Rahmen fällt aber augenscheinlich der Löß. Ich habe ja schon früher gezeigt, daß die Untere Terrasse keinen echten Löß, sondern nur umgelagerte Flußlehme führt und nach Ablagerung des Löß entstanden ist. Mithin ergibt sich aus dem nunmehr erkannten jungglazialen Alter der Unteren Terrasse die weitere Konsequenz, daß der Weserlöß, der nach den bisherigen Beobachtungen — abgesehen von etwaigen dejektiven Bildungen — als einheitliche Ablagerung erscheint, älter ist als die letzte

Vereisung, daß er der zweiten Periode der letzten Inter-glazialzeit nach der Erosion der Mittleren Terrasse angehört, die er nicht selten von unten an überkleidet.

Durchaus im Einklang mit diesem relativ hohen Alter des Löß steht seine intensive Verwitterung und Entkalkung, die im großen und ganzen 2 m und über 2 m, in vielen Fällen aber auch 3—4 m beträgt. Was die sonstige Zusammensetzung und Struktur des Löß anbelangt, so sei hier nur kurz bemerkt, daß er oft wenig homogen ist. Er erscheint vielmehr in vorherrschendem Maße durch Einschaltung von Sandlagen, stellenweise auch von Lagen feinsten Schotter älterer Schichten verunreinigt und gebändert, oder er zeigt wenigstens einen wechselnden Sand- und Tongehalt und dadurch eine gewisse Schichtung. Es sind dies Erscheinungen, die ihn mehr als „Sandlöß“ charakterisieren und am ehesten auf eine aquatische Entstehung hinweisen. Ich behalte mir vor, den Weserlöß bei späterer Gelegenheit in ausführlicherer Weise zu behandeln.

In umstehender Tabelle habe ich versucht, nach dem hier dargelegten Standpunkte unserer heutigen Kenntnis eine Gliederung der fluviatilen und glazialen Ablagerungen des Weser-Leinegebietes aufzustellen.

[Tabelle S. 296.]

Zur Theorie der Talbildung.

In meiner Arbeit „Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen“¹⁾ habe ich in dem Kapitel über den Einfluß der Dislokationen auf die Talbildung die theoretische Frage nach dem so frühzeitigen pliocänen Alter der Täler des Wesersystems ausführlicher behandelt und bin dabei der SIEGERTSchen Theorie²⁾ von der gleichmäßigen Ausbildung der Terrassen unserer norddeutschen Flußtäler infolge regional wirkender Ursachen, wie Strandverschiebungen, entgegengetreten, da diese die Bedeutung der lokalen tektonischen Vorgänge in den einzelnen Flußgebieten so ganz unberücksichtigt läßt.

Herr SIEGERT erwidert hierauf in seinem Vortrage an der Hand seines Terrassenprofils, daß der Verlauf der (von ihm angenommenen) Flußterrassen keine derartigen tektonischen Störungen erkennen lasse und legt mir damit eine Behauptung

¹⁾ Diese Zeitschr. 1911, S. 288—299.

²⁾ SIEGERT: Zur Theorie der Talbildung. Diese Zeitschr. 1910, Monatsber. Nr. 1, S. 1 ff.

Gliederungstabelle.

Unter-Pliocän.	Höhenschotter der Weser. Prozeß der Leinetalbildung im Anschluß an den Einbruch des Leinetalgrabens.
Mittel-Pliocän.	Erste bedeutende Talerosion der Weser.
Ober-Pliocän.	Mastodonschichten des Fulda- und Werragebietes. Buntfarbige Tone, präglaziale Schotter- und Schuttmassen in Tälern des nordwestlichen Harzvorlandes.
1. Glazial.	Obere Weser- und Leineterrasse. Fluvio-glaziale Bildungen in der Gegend von Freden a. d. Leine.
1. Interglazial.	Tektonische Vorgänge. Zweite bedeutende Talerosion. Zuletzt Beginn der Aufschüttung der Mittleren Terrasse mit dem Torflager der „Zeche Nachtigall“ bei Höxter und Säugetierresten vom Rixdorfer Typus bei Hameln.
2. Glazial.	Hauptaufschüttung der Mittleren Terrasse mit arktischer Schneckenfauna. Fluvio-glaziale Ablagerungen und Grundmoräne im Mittel- und Unterlaufe des Wesertals bei Hameln, Lokkum, Nienburg usw., bzw. Grundmoräne im Leinetal, bei Alfeld beginnend.
2. Interglazial.	Dritte bedeutende Talerosion. Danach Ablagerung des Löß.
3. Glazial.	Aufschüttung der Unteren Terrasse im Süden. Jungglaziale Ablagerungen der Lüneburger Heide im Norden.
Alluvium.	Bildung der Talsohle.

unter, die ich in diesem Zusammenhange gar nicht ausgesprochen habe. Ich habe dagegen den Standpunkt vertreten, daß das Saaletal im großen und ganzen als ein gewöhnliches Erosionstal anzusehen sei, während das Flußgebiet der Weser im Leinetal in der Linie Eichenberg—Göttingen—Einbeck eine tektonische Talwanne aufwiese, deren jungmiocäner Einbruch einen maßgebenden Einfluß auf die gesamte Talentwicklung ausgeübt haben müßte, daß mit anderen Worten die ursprüngliche Ausgestaltung der Täler vor Ablagerung der diluvialen Schotterterrassen direkt und indirekt durch Dislokationen bedingt worden wäre. Und diesen Standpunkt erhalte ich nach wie vor aufrecht, so lange nach dem heutigen Stande der Wissenschaft der in präoligocäner Zeit tektonisch angelegte Leinetalgraben in seiner heutigen morphologischen Form als durch die zweite jungtertiäre Dislokationsphase entstanden anzusehen ist, wie ich dies in der oben angegebenen Arbeit schon ausführlich geschildert habe. Ich stelle mir nun vor, daß im Anschluß an den jungmiocänen bis altpliocänen Einbruch des Leinetalgrabens das übrige Leinetal flußaufwärts und -abwärts infolge rückschreitender Erosion bzw. als Durchbruchstal zustande kam, und mit dieser Auffassung steht im Einklang, daß die altpliocänen Höhenschotter der Weser im Leinetal fehlen. „Während vom Ende der Miocänzeit bis in die ältere Pliocänzeit hinein der Prozeß der Leinetalbildung vor sich ging, lagerte die Weser noch auf den Höhen in Niveaus von 120 bis 150 m über dem heutigen Flußpiegel ihre Höhenschotter ab, und erst nach dem Absatze dieser altpliocänen Höhenschotter muß sie im Norden von der Leine-Aller angezapft worden sein. Die natürliche Folge war eine bedeutende Talerosion der Weser, die entsprechend der weit tieferen Lage der Leine so lange wirkte, bis die Weser ihr Normalgefälle wieder erreicht hatte. Auf diese Weise entstand durch anhaltende, vom Leine-Allertal stetig rückwärts schreitende Erosion in der mittleren Pliocänzeit das Wesertal und weiterhin das Werra- und Fuldataal.“¹⁾ Daß im übrigen auch die älteren Schotter selbst, und zwar sowohl die altpliocänen Höhenschotter wie die altdiluvialen Schotter der Oberen Terrasse stellenweise in ihrer Lagerung durch Störungen beeinflußt sind, sei Herrn SIEGERT gegenüber nur nebenbei bemerkt. Ich beabsichtige, diese diluvialen, der ersten Inter-glazialzeit angehörenden Dislokationen später in einem besonderen Aufsatze zu behandeln.

¹⁾ a. a. O., S. 296.

Mit meinen obigen Ausführungen glaube ich gezeigt zu haben, daß die Tal- und Terrassenentwicklung des Wesersystems in anderer Weise und unter anderen Bedingungen vor sich gegangen ist als wir sie von der Saale her nach den bisherigen Untersuchungen kennen, und ich muß verneinen, daß sich die durch die Saalestudien gewonnenen Ergebnisse und Anschauungen ohne weiteres auf das Wesergebiet übertragen lassen. Weder SIEGERTS „Theorie der Talbildung“ noch seine Darstellung von der Entwicklung des Wesertals kann ich für zutreffend halten, da beide den tatsächlichen Verhältnissen nicht gerecht werden, und ich muß auch von meinem Standpunkte aus den früheren SIEGERTschen Versuch¹⁾, die Saaleterrassen mit den Rheinterrassen über die Weser hinweg zu parallelisieren, als verfehlt bezeichnen.

¹⁾ SIEGERT: Zur Theorie der Talbildung. A. a. O., S. 29.

5. Beiträge zur Kenntnis des Thüringer Diluviums.

Von Herrn ERNST NAUMANN in Berlin.

Hierzu Taf. V.

Durch meine Untersuchungen im Diluvium des Saaletales bei Jena¹⁾ und Naumburg²⁾ und durch das Erscheinen der topographischen Neuaufnahmen Thüringens wurde ich veranlaßt, einen Vergleich des Saalediluviums mit dem des oberen Unstruttals bei Langensalza³⁾ und mit dem des Werratales⁴⁾ bei Creuzburg und Treffurt anzustellen. Außerdem konnte ich auf Grund eigener älterer und neuer Untersuchungen im Ilmtale⁵⁾ die Terrassen der Ilm und die Glazialablagerungen dieser Gegend zum Saaletal in Beziehung bringen. Die Resultate dieser Untersuchungen seien im folgenden mitgeteilt.

I. Das Diluvium des oberen Unstruttals.

1. Präglaziale Ablagerungen.

Als präglaziale Ablagerungen sind von ERICH KAISER⁶⁾ und mir die von E. WÜST⁷⁾ als frei von nordischem Material erkannten Kieslager des von Gotha über Gräfen-tonna, Lützensömmern bis Griefstedt reichenden Schotterzuges bezeichnet worden, den HEINRICH CREDNER⁸⁾ zuerst als zu einer „Ur-Nesse“ gehörig erkannt und zu der nordischen Vereisung in Beziehung gebracht hatte. Diese im wesentlichen aus Porphyry des Thüringer Waldes bestehenden Schotter hatte Wüst Tonna-Grief-

¹⁾ Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1908, 29, S. 167; 1909, 30, S. 25, Erläuterungen zu Blatt Jena.

²⁾ Erläuterungen zu Naumburg. 2. Aufl.

³⁾ Erläuterungen zu Langensalza. Dieses Jb. 1902, 23, S. 641.

⁴⁾ Erläuterungen zu Blatt Treffurt, Creuzburg und Mihla.

⁵⁾ Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1907, 28, S. 141; 1908, 29, Teil I, S. 566.

⁶⁾ Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1902, 23, S. 647.

⁷⁾ Abhandl. d. natf. Ges. Halle 32, S. 121—124, 130—132.

⁸⁾ Die Literatur siehe unter 6., S. 647, Anm. 1.

stedter Schotterzug benannt, und REICHARDT¹⁾, der kürzlich eine Untersuchung der diluvialen Geraterrassen geliefert hat, nennt unseren Fluß eine Apfelstädt-Hörsel, da er eine präglaziale Apfelstädt und Hörsel zu Quellflüssen haben soll. Diese Ansicht erscheint mir nicht ganz begründet, da wir am Frankenstein bei Hörschel einen sehr alten Hörselkies haben²⁾, der seiner Geröllführung nach von einem von Osten kommenden, der heutigen Hörsel entsprechenden Flusse abgelagert worden ist und demnach einer unteren präglazialen Hörselterrasse entspricht. Von Griefstedt abwärts hängt unser Tonnaer Fluß zweifellos mit den von E. PICARD und mir³⁾ nachgewiesenen präglazialen Kiesen der Unstrut zwischen Groß-Wangen und dem Prömerberg bei Freyburg bzw. mit dem Kies vom Borntal bei Zeuchfeld⁴⁾ zusammen.

Nach der neuen Topographie der Blätter Tennstedt und Gräfen-tonna ergibt sich für einige Punkte dieses Schotterzuges, die in der nebenstehenden kleinen Tabelle zusammengestellt sind, die Zugehörigkeit zu zwei Terrassen, deren Vertikalabstand ungefähr 20–25 m beträgt⁵⁾. Ich glaubte früher mit E. Wüstr die verschiedenen Höhenlagen dieser Kiese bei Gräfen-tonna durch diluviale Bodenbewegungen also tektonisch erklären zu sollen. Nachdem aber im Saaletal durch die geologischen Forschungen der letzten Jahre mehrere präglaziale Terrassen nachgewiesen sind, und nachdem auch für die Ilm und die untere Unstrut durch PICARD und mich der Nachweis zweier präglazialer Terrassen geführt ist, so erscheint die Annahme von diluvialen Bodenbewegungen hier bei Gräfen-tonna zunächst nicht notwendig, weil die verschiedene Höhenlage der Kiese durch die Annahme zweier Flußterrassen genügend erklärt wird.

Höhen-Tabelle eines Teiles des Tonna-Griefstedter Flusses.

Meßtischblatt		Terrasse	
		Obere	Untere
Gräfen-tonna	Östlich v. Bahnhof Burgtonna	230	—
-	Fasanerie bei Gräfen-tonna	—	210
Tennstedt (Groß-Vargula)	Winterberg bei Groß-Vargula	225	—
-	Prellerberg bei Klein-Vargula	—	200

¹⁾ Zeitschr. f. Nat. Halle **81**, S. 321–432.

²⁾ Erläuterungen zu Blatt Creuzburg.

³⁾ Dieses Jb. 1908, **29**, Teil I, S. 574–578.

⁴⁾ W. WEISSERMEL: Erläuterungen zum Blatte Weißenfels.

⁵⁾ Inzwischen hat sich auch REICHARDT für die Annahme zweier Terrassen im Tonna-Griefstedter Schotterzug ausgesprochen.

Dazu kommt, daß auf dem Blatte Langensalza zwei solche präglaziale Terrassen noch leidlich gut erhalten sind¹⁾, nämlich diejenigen von nordischem Material freien Kiesablagerungen des linken Unstrutufers, die in den Erläuterungen zum Blatt Langensalza von mir als „fluvioglaziale“ Schotter mit der Signatur $ds\epsilon$ bezeichnet worden sind, während die Kiese $ds\nu$ echte Glazialschotter darstellen. Die präglazialen Kiese $ds\epsilon$ verteilen sich, wie die nebenstehende Tabelle zeigt, auf zwei Terrassen, eine obere und eine untere präglaziale Terrasse. Das Material dieser Kiese ist, soweit die Signatur $ds\epsilon$ reicht, einheimisch, d. h. sie bestehen nur aus Muschelkalk- und Keupergesteinen der aller-nächsten Umgebung, tragen dagegen eine Bestreuung aus nordischem Material. Schon bei der Aufnahme des betreffenden Teiles von Blatt Langensalza war es mir klar, daß der Fluß, der diese Schotter abgesetzt hat, von Westen nach Osten, also parallel der heutigen Unstrut geflossen sein müsse. Nach Osten hin schien er mir jedoch in den annähernd gleich hoch gelegenen, sicher als Glazial anzusehenden Schmelzwasserkieszug ($ds\nu$) bei Großwelsbach überzugehen, so daß ich zu der Vorstellung gelangte, beide Kieszüge seien gleichzeitig am Rande des ostwestlichen Eisrandes entstanden, und es habe von W nach O eine allmählich zunehmende Vermengung mit nordischem Material stattgefunden. Nachdem ich aber später bei Jena die Lagerungsverhältnisse des Glazials zu den beiden präglazialen Terrassen kennen gelernt habe, und da ich bei Großwelsbach ein sicheres Vorkommen von Bänderton²⁾ auf der tiefsten, von nordischem Material freien einheimischen Kiesterrasse konstatiert habe, so ergibt sich für das obere Unstruttal folgendes:

Bei Langensalza liegen links von der Unstrut zwei präglaziale Kiesterrassen, die aus einheimischem Triasmaterial bestehen, also kein Thüringer Wald-Material enthalten, auf deren tieferer Terrasse sich ein Rest von Bänderton erhalten hat, der dem Stau des heranrückenden älteren Eises angehört. Diese beiden Kiesterrassen hat eine präglaziale Unstrut abgesetzt, die, aus dem Gebiet des Blattes Körner kommend, von W nach O geflossen ist und zur Zeit der beiden Terrassenbildungen an verschiedenen Stellen des Gotha-Tonna-Griefstedter Flusses in diesen eingemündet sein muß. Die Lage dieser Mündungen wird noch festzustellen sein. Die beiden präglazialen Unstrutläufe sind demnach bei Langensalza dem heutigen

¹⁾ Diese Zeitschr. **61**, 1909, Monatsber. S. 493.

²⁾ Erläuterungen zu Langensalza S. 40.

Meßtischblatt		Höhe über dem Alluvium	Höhe des Alluviums	Obere präglaziale Terrasse	Untere präglaziale Terrasse	Interglaziale Terrasse	Postglaziale Terrasse
Langensalza	Kiesgrube in Hönigeda, Fundort der <i>Corbicula</i> usw.	15,5	189,5			ca. 205	182
-	Westlicher Roter Berg	55,5	179,5	235			
-	Südwestlich von der Ringmühle bei Großen-Gottern	2,5	179,5				
Körner	Am Diebsloch südwestlich von Peißel	60,5	179,5	240		194	
Langensalza	Schalkenberg bei Großen Gottern	17,8	176,2				
-	Östlicher Roter Berg	55,5	179,5	235			
-	Weinberg bei Alten-Gottern	55,5	179,5	235			
-	Zwischen Galgenberg und Kulpental	25,5	179,5		ca. 205		
Körner	Kleine Aufschlüsse südlich von Peißel an der „Heerstraße“	55,5	179,5	235			
Langensalza	Gotterscher Herzberg	55,5	179,5	235			
-	Hoher Berg bei Schönstedt	16,8	177,2			194	
-	Bothenheiliger Herzberg	55,4	178,6	234			
-	Welsbacher Herzberg (Westende)	52,6	177,4	ca. 230			
-	Kies- und Lehmgrube an der Straße Groß-Wels- bach—Bothenheiligen zwischen Welsbacher Herzberg und Sandberg	29,1	174,9		204		
-	Kiesgrube südöstlich vom Böhmen	17	ca. 173			190	
Gräfontonna	Östlich vom Bahnhof Burgtonna	52	178	230			
-	Fasanerie bei Gräfontonna	27	178		205		
Tennstedt (Groß-Vargula)	Winterberg bei Groß-Vargula	53	167	ca. 220			
-	Prellerberg bei Klein-Vargula	42	158		200		

Unstrutlauf annähernd gleich geflossen, oder die obere Unstrut hat schon in präglazialer Zeit nahezu dieselbe Lage gehabt wie heute. Da der Tonna-Griefstedter Fluß in der Gegend von Nägelstedt sich mit dieser alten Unstrut vereinigt hat, und da sein weiterer Lauf von hier an im wesentlichen der heutigen Unstrut entspricht, so muß er von dieser Mündung an bis zur Sachsenburger Pforte als Unstrut bezeichnet werden¹⁾. Erst recht sind dann die im Unstruttale abwärts von Artern gelegenen präglazialen Kiese als Unstrutkiese zu bezeichnen, und es ist wohl als zweifellos anzunehmen, daß zwischen Griefstedt und Groß-Wangen verbindende präglaziale Schotterlager vorhanden sind, da nach REICHARDT sich auch die alten Gera-Schotter in zwei präglaziale Terrassen zerlegen lassen, und da auch HENKEL²⁾ bereits Gründe für das Vorhandensein dieser Schotter und für ein hohes Alter des Durchbruchs an der Sachsenburger Pforte angegeben hat. Über die Herkunft der Langensalzaer Unstrut kann ich nur angeben, daß sie aus dem Bereich der Blätter Immenrode, Ebeleben und Körner zu kommen scheint.

Neuerdings hat sich noch E. PHILIPPI³⁾ über die Flußverlegungen im Unstrutgebiet geäußert, und er nimmt zur Erklärung des Vorkommens von gewissen Thüringer Wald-Geschieben auf Blatt Langula und Langensalza⁴⁾ an, daß dieses Material von einem im nordwestlichen Thüringer Walde entspringenden und über die Gegend von Langensalza nach NNO strömenden Flusse abgesetzt worden ist. Dieser alte Fluß soll mit einem tiefen Erosionstale bei Sondershausen, dem Geschling, zu verbinden sein. Daß weder auf dem Hainich, noch auf den Haartbergen, noch am Geschling Thüringer Wald-Schotter jemals gefunden sind, hält PHILIPPI für unbedenklich; vom Hainich und den Haartbergen sagt er: „Man muß im Auge behalten, daß es sich um meistens dichtbewaldete und wenig aufgeschlossene Gebiete handelt, und daß das Vorhandensein solcher Schotter daher keineswegs ausgeschlossen erscheint“. Demgegenüber erkläre ich, daß ich sowohl das Vorhandensein solcher Schotter, wie auch das ehemalige eines zugehörigen Flusses für höchst unwahrscheinlich halten muß. Die Bewaldung in Hainich hat mir bei der Kartierung keine Schwierigkeiten gemacht, und daß

¹⁾ REICHARDT, a. a. O., will die präglazialen Schotter unterhalb Griefstedt einer Gera zuschreiben.

²⁾ L. HENKEL: Die Sachsenburger Pforte. Verbandszeitschrift des Thüringer Wald-Vereins für 1910, S. 130.

³⁾ Diese Zeitschr. 62, 1910, S. 305–404.

⁴⁾ Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1902, S. 647.

in diesen Wäldern, wo fast überall die Trias zutage geht, keine Flußschotter liegen, ist meiner Ansicht nach durch unsere Kartierung völlig sichergestellt. PHILIPPIS hypothetischer Fluß müßte die heutige Wasserscheide des Hainichs und der Haartberge in einer Höhe von mindestens 350—450 m überschritten haben; er müßte dann als Thüringer Wald-Fluß eine ältere präglaziale Unstrut, die nur Triasmaterial führte, bei Langensalza gekreuzt haben, was ganz undenkbar ist. Am Geschling sind auch noch keine Thüringer Wald-Schotter gefunden worden, so daß für die Annahme eines von Langensalza aus dorthin gerichteten Flusses erst recht kein Grund vorhanden ist. Im Betreff der Unstrut kann ich also PHILIPPIS Angaben nicht zustimmen; die weitere Forschung wird erweisen, daß wir an der von KAISER und mir gegebenen Erklärung für das Vorhandensein jener Thüringer Wald-Geschiebe auf Blatt Langula und Langensalza festhalten müssen, nämlich, daß diese Geschiebe einen glazialen Transport erlitten haben und aus präglazialen, in der I. Glazialzeit zerstörten Flüssen stammen. In erster Linie werden sie aus dem „Tonna-Griefstedter“ Fluß herkommen, in zweiter Linie aus einem alten Nebenfluß, der sie dem genannten Fluß vom nordwestlichen Thüringer Walde zuführte, der aber schon südlich Burgtonna in diesen Fluß eingemündet sein wird.

2. Glazialablagerungen.

Der Umstand, daß bei Langensalza die glazialen Ablagerungen ausschließlich in Höhenlagen über der unteren präglazialen Terrasse oder beide präglazialen Terrassen bedeckend gefunden werden, daß sie auf allen jüngeren Terrassen und auch in Höhenlagen zwischen der jüngsten präglazialen und der ältesten interglazialen Terrasse mit Ausnahme zerstreuter Einzelgeschiebe absolut fehlen, bietet ein auffälliges Analogon zu dem Gebiete des Blattes Jena, wo, wie ich gezeigt habe, nur hochgelegene Ablagerungen der ältesten oder ersten Vereisung erhalten sind, während die jüngere oder zweite Vereisung durch die eigenartigen Kunitzer Randgebilde¹⁾ vertreten ist, Sande und Tone, die Ablagerungen einer vom Eise gestauten, langsam fließenden Saale darstellen. Hier bei Langensalza sind also, wie bei Jena, hochgelegene Glazialgebilde vorhanden, die der älteren, ersten Vereisung entstammen; eigentliche Glazialgebilde als Ablagerungen der zweiten Vereisung sind hier nicht zur

¹⁾ Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1908, 29, S. 169.

Erklärung der Tafel I.

- Fig. 1. Gipfel des Alphubel, 4207 m, Teil der Wasserscheide zwischen den Tälern von Zermatt und Saas. Die fast mittelgebirgsartige Weichheit der Gipfelformen des „Casannaschiefers“ steht in auffälligem Gegensatz zu der echt hochalpinen Schroffheit der Gipfel der Dent Blanche-Decke (z. B. Matterhorn, Weißhorn, Zinalrothorn). Vgl. S. 16, 17.
- Fig. 2. Das Bild zeigt deutlich, wie die Tangente der Gipfelhöhen die von rechts (Süden) oben nach links unten einfallenden Lagen des „Casannaschiefers“ schräg abschneidet. Der Dom, mit 4554 m der dritthöchste Alpengipfel, ist vom Täschhorn, 4498 m, nur durch die 4296 m hohe Scharte des Domjochs getrennt. Zwischen Nadelgrat, 4334 m, und Dom senkt sich das Nadeljoch auf 4167 m, zwischen Täschhorn und Alphubel das Mischabeljoch auf 3856 m. Das Bild ist vom Grate des Weißhorns, 4512 m, quer über das Zermatter Tal aufgenommen. Vgl. Textfigur 3.
- Fig. 3. Auch hier schneidet die Gipfeltangente die von links (Osten) oben nach rechts unten einfallenden Lagen. Vom Monte Rosa-Massiv (Nordend 4612 m, Dufourspitze 4638 m, Zumsteinspitze 4573 m, Pta. Gnifetti 4561 m) ist der Lyskamm, 4538 m, durch das Lysjoch, 4200 m, getrennt. Zwischen Lyskamm und Castor, 4230 m, senkt sich das Felikjoch auf 4068 m. Rechts vom Pollux, 4089 m, wird der Ostgipfel, 4089 m, des Zermatter Breithorns, 4171 m, sichtbar. Das vom Rimpfischhorn, 4203 m, aufgenommene Bild zeigt die typische breite stock- oder gratförmige Gestalt der nicht zur Dent Blanche-Decke gehörigen Zermatter Gipfel. Vgl. Textfigur 2.
-



Fig. 1.

Nadelgrat Dom Täschhorn Alphubel

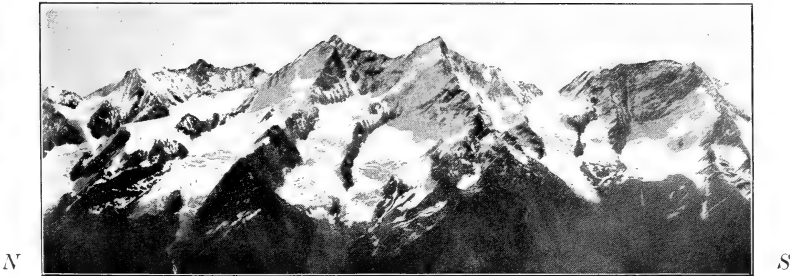


Fig. 2.

Monte Rosa Lyskamm Castor Pollux



Fig. 3.

Erklärung der Tafel II.

Fig. 1. Der Mont Pleureur, 3706 m, von der Alpe de la Liaz aufgenommen, zeigt in dem Gipfelaufbau seiner Schistes-lustrés-Lagen die Invertierung des ursprünglichen tektonischen Reliefs. Das über dem vom Mauvoisinriegel, 1820 m, aufgestauten, schuttgefüllten Val de Bagnes hängende Nebental des Giétrozgletschers zeigt erst bei ca. 3030 m den Gefällsbruch der durch die Katastrophe von 1818 berücktigten Gletscherzunge. Die Hänge im Vordergrunde rechts führen zum Mt. Rouge. Vgl. S. 38 und Textfigur 14.

Fig. 2. Über dem breiten, dunkelgrün gebänderten, schwärzlich braunroten Rücken des Mt. Rouge, 3427 m (links am Bildrand), und der Lyrerose hebt sich hellgrün gebändert, mit weinroten Verwitterungsfarben als Überschiebungsteilrand die kühngeformte Spitze der Ruinette, 3879 m, über deren Südhang die Felsfront der Serpentine, 3780 m, aufsteigt. Der von der Lyrerose zur stark zurückgeschmolzenen Stirn des Breneygletschers sich senkende violettschwärzliche Graphitschieferzug wird überragt von der hellgrünen Arollagneismoräne. Unter der Gletscherstirn hat der Schmelzbach unter den hellgrünen Moränenresten z. T. die Überschiebungsfläche des Arollagneises auf die violettschwarz gebänderten jurassischen Glanzschiefer freigelegt, 2750 m. Diese Fläche senkt sich deutlich nach rechts (südlich), wo — jenseits des Bildrandes — der Otemmagletscher seine hellgrünen Moränen über hellgrüne Rundhöcker schiebt, ca. 2400 m. Die Stirn moräne des Lyrerosegletschers zeigt inmitten der schwarzvioletten, dunkelgrün gebänderten Steilhänge des Mt. Rouge deutlich die hellgrüne Farbe des Arollagneises, da sie von der weit höheren steinschlagdurchfurchten Ruinetteflanke mehr Material bezieht als von dem nur um 86 m den Col überragenden Mt. Rouge. Das Bild ist quer über das oberste Val de Bagnes vom Zessettakar aus aufgenommen. Im Talgrunde kommt, dem südlichen Ansteigen des Glanzschiefers entsprechend, der Casannaschiefer der „Coupole de Boussine“ heraus. Sehr deutlich lassen sich die drei voneinander völlig unabhängigen Neigungsebenen erkennen: die Gipfelhöhentangentialfläche, die Überschiebungsfläche, die Schichtenneigung der grünsteindurchsetzten Glanzschiefer. Zu beachten ist auch die einen älteren Talbodenrest vortäuschende Alpe Tzofferay, nördlich von der Breneyzunge, die lediglich ein Einmündungsphänomen zum Hauptgletscher darstellt (NUSSBAUMSches Gesetz, a. a. O., S. 80–81).

11'



0

Fig. 1.

Ruinette

Breneygletscher

N



S

Fig. 2.

Erklärung der Tafel III.

Fig. 1. Das Bild, von dem schottererfüllten Becken von Mazérias aus aufwärts gegen den in tiefer V-förmiger Schlucht durchschnittenen Riegel von Mauvoisin aufgenommen (links hinten der Mt. Rouge), zeigt, wie die Arbeit der postglazialen Faktoren mehr in einem Ausgleichen des glazialen Stufenbaues der alten Gletscherbetten besteht, als in einer speziellen Reaktion auf die sogenannte „Übertiefung“. Nur das Haupttal ist relativ zu den Nebentälern bereits stärker eingesenkt, als Zeichen der Jugendlichkeit des Zyklus, ist aber an sich noch keineswegs zu hinreichender Tiefe ausgearbeitet, so daß der gegenwärtige fluviale Zyklus, der den glazialen Epizykel ablöste, im wesentlichen dessen erst begonnene Arbeit fortzuführen hat, statt in einen Gegensatz zu ihm zu treten: nur ihre Arbeitsmethoden und Werkzeuge sind verschieden, das Ziel ist das gleiche, nämlich die Peneplainisierung der letzten Hebungen.

Fig. 2. Typischer Fall sog. subglazialer Epigenie aus dem oberen Val de Bagnes (Lancey). Der rundgehöckerte Riegel ist an zwei Stellen durchsägt worden, von denen die rechte zugunsten der linken aufgegeben worden ist. Derartige Beispiele scheinen darauf hinzudeuten, daß auch bereits zur Zeit der größeren Ausdehnung der Gletscher die unter dem Eise die Grundmoräne durchspülenden Schmelzwässer*) im Sinne des fluvialen Zyklus arbeiteten und den Stufenbau auszugleichen bestrebt waren, so daß eine scharfe Abgrenzung der Wirksamkeit der beiden Phasen des Quartärs keineswegs immer möglich sein dürfte.

*) Im vorliegenden Falle ist vielleicht auch die Einmündung des Breneygletschers (dessen Schuttkegel links im Mittelgrunde sichtbar ist) in das Becken von Lancey beteiligt gewesen, so daß die Verlegung erst in die letzten Rückzugsstadien der Eiszeit fiel.



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 1. Schädel mit Geweih vom Rothirsch aus den Schneekensanden vom Rhein-Hernekanal. Die beiden Stangen sowie die eine Augsprosse ist künstlich eingekerbt und abgebrochen. Die eine Eissprosse ist ohne Einkerbung abgebrochen. Maßstab etwa 1:8.

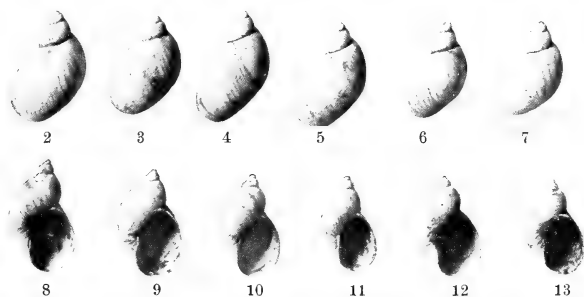


Fig. 2—13. *Succinea (Lucena) fagotiana* BGT. aus den interglazialen Schneekensanden vom Rhein-Hernekanal (Bernedüker). Natürliche Größe.

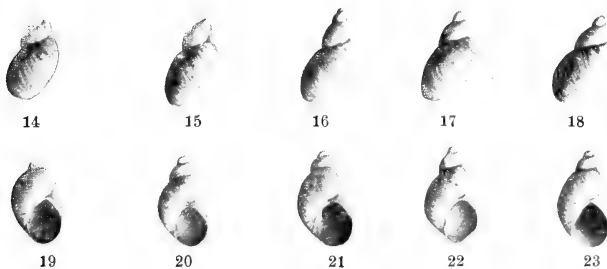
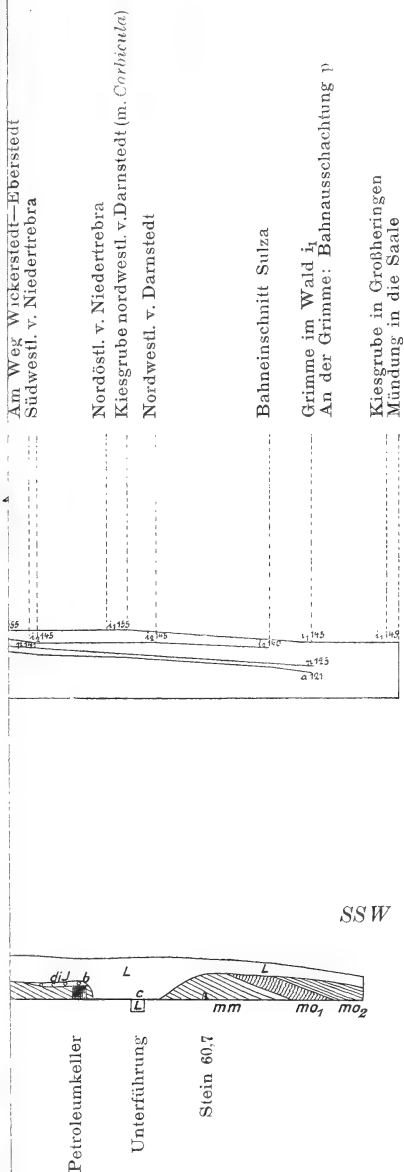


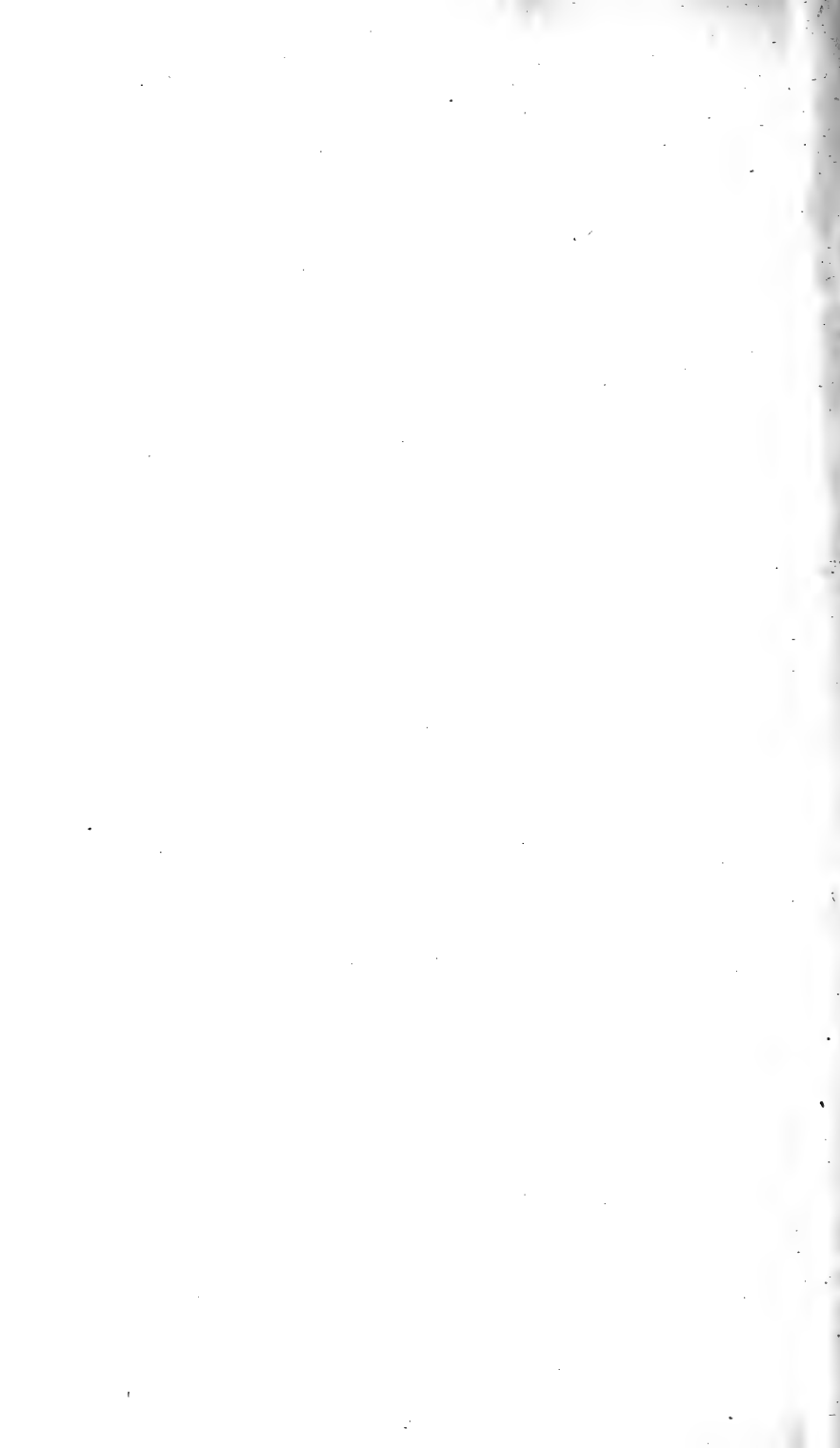
Fig. 14—23. *Succinea (Lucena) oblonga* DRP. ebendaher. Vergrößert im Maßstabe 2:1.



Autor ad naturam 1910.

(südliche Wand).

ge, Jahrb. Kgl. Preuß.
gie des nordöstlichen
(.)



Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

A. Abhandlungen.

64. Band.

III. Heft.

Juli bis September 1912.

Berlin 1912.

**Verlag von Ferdinand Enke,
Stuttgart.**

Inhalt: Aufsätze S. 305—448. Tafel VI—XI.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1912

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFTE	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vor-	„ RAUFF	„	STREMMER
sitzende:	„ BORNHARDT	„	FLIEGEL
Schatzmeister:	„ ZIMMERMANN	„	HENNIG
Archivar:	„ EBERDT		

Beirat für das Jahr 1912

Die Herren: JAEKEL-Greifswald, KOKEN-Tübingen, v. KOENEN-Göttingen,
TIETZE-Wien, RINNE-Leipzig, FRICKE-Bremen.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel am **ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. STREMMER tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 8 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 20 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 Mark ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine größere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift oder den Monatsberichten, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Eberdt**,
beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Stremme**, Berlin N.4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe**, Berlin N4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Dr. Eberdt**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44, porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Inhalt des III. Heftes.

Aufsätze.

	Seite
5. E. NAUMANN: Beiträge zur Kenntniss des Thüringer Diluviums. (Fortsetzung.)	305
6. HUCKE: Über altquartäre Ostracoden, insbesondere über die Ergebnisse einer Untersuchung der Ostracodenfauna des Inter- glazials von Dahnsdorf bei Belzig und Frankfurt a. d. O. (Hierzu Tafel VI.)	333
7. C. GAGEL: Studien über den Aufbau und die Gesteine Madeiras. (Hierzu Tafel VII—XI und 29 Textfiguren.)	344

(Fortsetzung im nächsten Heft.)

Ablagerung gekommen. Auch der bei Langensalza fast allgemein zu beobachtende Gehalt der Glazialsande an umgelagerten Tertiärkonchylien spricht dafür, daß es sich um älteres Glazial handelt; denn dieses ältere Eis fand eine weit größere Fläche von Trias und tertiären Schichten vor und nahm deshalb mehr Material dieser Art in sich auf, als das jüngere Eis, das ganz vorwiegend die älteren Diluvialgebilde verarbeitet hat. Darum tragen auch die Ablagerungen des hochgelegenen älteren Glazials in Thüringen viel mehr den Charakter von Lokalmoränen, als dies bei dem tieferliegenden jüngeren Glazial der Fall ist.

3. Interglaziale.

Nachdem das ältere Eis nach Norden zurückgewichen war, schnitten die Flüsse erneut ihre Täler ein und bildeten das vielfach veränderte Flußnetz der I. Interglazialzeit heraus. Die Unstrut erlitt hierbei keine wesentliche Veränderung ihres Laufes. Im Unstruttale bei Langensalza ist, wie die Tabelle S. 302 zeigt, eine deutliche Interglazialterrasse vorhanden, die KAISER und ich seinerzeit, der allgemeinen Gliederung von E. WüST folgend, als Interglazial II bezeichnet hatten. Ihre Kiese liegen etwa 15–18 m über dem Alluvium der Unstrut und führen an mehreren Stellen doppelschalige Exemplare von *Corbicula fluminalis* auf ursprünglicher Lagerstätte, wodurch zugleich ein warmes Klima erwiesen ist. Bereits vor 2 Jahren habe ich aber darauf hingewiesen¹⁾, daß ich diese Unstrutkiese nunmehr mit der Saale- und Ilmterrasse der I. Interglazialzeit parallelisiere. Dies läuft also nur auf eine veränderte Zählung der Interglaziale hinaus, da ich inzwischen an Stelle der Wüstschen die von SIEGERT und WEISSERMEL in der Gegend von Halle und Weißenfels für das Saaletal aufgestellte Gliederung angenommen habe, die mir auch auf Grund meiner eigenen Untersuchungen im Saalegebiet die richtigere zu sein scheint. (Es ist nur zu wünschen, daß auch die Thüringer Fachgenossen sich dazu verstehen, die Gliederung der Geologischen Landesanstalt anzunehmen, damit die durch solche verschiedene Zählungen verursachte Verwirrung in der Literatur endlich beseitigt wird.) (Vgl. die Tabelle von L. SIEGERT, Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1909, S. 14 und Zentralblatt f. Min. usw. 1910, S. 101.)

Unsere altinterglaziale Unstrut von Höngeda bis Langensalza enthält fast ausschließlich Triasmaterial der nächsten

¹⁾ Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1908, 29, S. 583.

Umgebung, wozu etwas fremdes, nordisches und Thüringer Wald-Material hinzukommt; letzteres ist jedoch nicht direkt vom Thüringer Walde her in diese Kiese gelangt, sondern stammt aus präglazialen Kiesen und ist in der älteren Glazialzeit umgelagert und dem Unstruttal zugeführt worden. Eine zweite Interglazialterrasse ist bei Langensalza zwar nicht deutlich ausgeprägt, ist aber doch wohl in einzelnen Resten vorhanden und nur später abgetragen oder durch Löß verhüllt worden. Eine noch jüngere Flußterrasse stellt ein Kieslager bei Groß-Gottern südwestlich von der Ringmühle dar, das man seiner tiefen Lage wegen zu den postglazialen Kiesen stellen muß.

Aus dem Vorstehenden ergibt sich, daß die Gliederung des Diluviums bei Langensalza mit derjenigen bei Jena gut übereinstimmt, daß im besonderen auch die beiden präglazialen Unstrutkiese des unteren Unstruttales sich hier wiederfinden. Nur ältere Glazialschichten sind erhalten, die jüngeren fehlen, d. h. sie sind hier überhaupt nicht zur Ablagerung gekommen. Auch in den interglazialen und postglazialen Terrassen stimmt die Gliederung mit der von Jena überein.

II. Das Werratal zwischen Hörschel und Wanfried.

In den Erläuterungen der Blätter Creuzburg und Treffurt habe ich im Jahre 1907, zum Teil nach W. FRANTZEN, eine Darstellung der diluvialen Ablagerungen dieses Teiles des Werratales gegeben, bei der ich von einer scharfen Trennung der Terrassen noch habe absehen müssen, vielmehr mehrere Terrassen zu einer Gruppe vereinigt habe. Dies geschah mit Rücksicht auf die veraltete und in vieler Hinsicht mangelhafte Topographie der Blätter Creuzburg und Treffurt. Jetzt, wo die neue topographische Karte dieser Gegend veröffentlicht ist, kann man sich an der Hand dieser Karten eine bessere Übersicht dieser Terrassen verschaffen. In der nebenstehenden Tabelle habe ich eine solche Zusammenstellung gegeben, aus der sich folgendes entnehmen läßt:

Eine sehr deutliche Terrasse, deren Kieslager in Höhen von 0—7 m über der Talaue liegen, stellt die jüngste diluviale Terrasse dar. Ihre Kiese mögen an manchen Stellen wohl auch unter das Niveau der heutigen Talsohle reichen, so z. B. bei Mihla und Falken. Eine weitere Zerlegung dieser Terrasse läßt sich nicht gut durchführen, obwohl ihre Kiese im Alter erhebliche Differenzen aufweisen mögen. Diese Kiese ent-

Werra.

Meßtischblatt		Pliocän	Präglazial	Präglazial	I. Interglazial	II. Interglazial	Postglazial	Alluvium	Höhe über dem Alluvium
Eisenach (Eisenach-W.)	Steinbruch südwestlich von der Ruine Brandenburg	280						200	80
-	Höhe südwestlich Neuenhof				219			197	22
-	Schloß Neuenhof						200	196	4
Kreuzburg	Zwischen Herleshausen und dem Zielbaum						200	196	4
-	Zwischen Spiräu und Zickels- berg						200	196	4
-	Silberborn	290						196	94
-	Spiräu				220			196	24
-	Frankenstein (Hörselkies)			245				197	48
-	Bahnhof Hörschel				217			196	21
-	Nördlich von Pferdsdorf					210		194	16
-	An der Spichraer Mühle						195	194	1
-	Spatenberg			240				194	46
-	An der Saline						197	193	4
-	Am Laungraben						195	192	3
-	Brückenberg		255					191,5	63,5
-	Klosterfeld						192	191	1
-	Ebenau						195	190,3	4,7
-	Buchenau						196	189,5	6,5
-	Freitagszell						190	189	1
-	Habichtstal (Nebental)	302						189,5	112,5
-	Über der Aue			230				186	44
-	Bahnhof Mihla						190	186	4
-	Mönchberg-Ost		250					186	64
-	Mönchberg-West	272						186	86
Mihla	Mihla und nordöstlich von Mihla					200		185,3	15
-	Goldberg bei Mihla						187	185	2
Kreuzburg	Sand bei Mihla						190	185	5
-	Östlich von Ebenshausen						192	184,5	7,5
-	Westlich von Ebenshausen						190	183	7
-	Steinbruch am Rod				215			183	32
-	Am Fuchsberg					200		183	17
-	Bei Frankenroda						185	183	2
Treffurt	Breiter Berg (Amtswald)	290						183	107
-	Südöstlich Falken					195	180	178	{ 17 2
-	Bahnhof Falken						185	178	7
-	Sülzenberg		245					177	68
-	Cromberg				195			173	22
-	Heldra (Sassenrain)					180		171	9
-	Dornenfeld						170	168	2
-	Wanfried				188			168	20
	(GEORG SCHREIBER)								

sprechen ihrem Alter nach der ebenfalls auf einen längeren Zeitraum verteilten postglazialen Terrasse des Saaletales. Die nächst älteren Kiesterrassen liegen etwa 15—17 und 20—30 m über der Talaue, bilden also anscheinend 2 Terrassen, die den beiden interglazialen Terrassen des Saaletales entsprechen dürften. Es folgen dann in Höhen von 44—48 und 64 m über der Talaue zwei weitere, freilich nur sehr lückenhaft erhaltene Flußterrassen, die man mit den beiden präglazialen Terrassen des Blattes Naumburg a/S. vergleichen kann; ist doch an beiden Orten für diese Terrassen ihr gegenseitiger Höhenabstand von etwa 20 m charakteristisch. Derselbe 20 Meterabstand findet sich in den präglazialen Unstrutterrassen bei Langensalza und Groß-Wangen bzw. Wetzendorf und ebenso in den präglazialen Terrassen der Ilm und Gera. Außerdem treten im Werratal dann noch fünf sehr hochgelegene Kieslager auf in Höhen von 80—112,5 m über dem Alluvium. Sie sind wohl durchweg dem Pliocän zuzuweisen. Wievielen Terrassen sie angehören, läßt sich wegen der geringen Zahl solcher Vorkommen nicht ermitteln; doch geht man wohl nicht fehl, wenn man diese Kieslager mit den hochgelegenen Kiesen der Saale bei Porstendorf vergleicht, obwohl diese im Verhältnis höher, nämlich in Höhen von 116 bis 144 m über der Saaleaue liegen, man also keine ganz gleichwertigen Talstücke vor sich hat. Wir haben oben gesehen, daß die jüngste präglaziale Terrasse der Saale und die 20 m höhere präglaziale Terrasse bei Naumburg den Werraterrassen bei Creuzburg von 44—48 und 64 m entsprechen. Da höhere Terrassen bei Naumburg nicht erhalten sind, so müßten wir unsere Werraterrassen mit den Porstendorfer Kiesen vergleichen, und von der Höhenlage dieser Kiese das Gefälle, etwa der unteren präglazialen Saale von Porstendorf bis Naumburg, in Abzug bringen. Zu diesem Betrag könnten wir noch einen weiteren hinzufügen, da die älteren Terrassen im Saaletal im allgemeinen ein steileres Gefälle besitzen als die jüngeren. Hierzu kommt, daß der Höhenunterschied zwischen der tiefsten und höchsten von diesen älteren Terrassen bei Saale und Werra ungefähr gleich ist (28 bzw. 26,5 m). Dies alles spricht dafür, daß auch diese oberen Schotterreste des Saale- und Werratales in gleichwertigen Talstücken sich entsprechen.

Neuerdings ist durch O. GRUPE¹⁾ die Ansicht vertreten worden, die Entwicklung des Werratales im Gebiete der Blätter Creuzburg, Mihla und Treffurt sei ebenso, wie nach seiner Meinung die des übrigen Wesergebietes, eine von der der Saale ab-

¹⁾ Monatsberichte der Deutschen Geol. Gesellsch. **61**, 1909, S. 470,

weichende gewesen. Ich habe dieser Ansicht bereits in Kürze widersprochen¹⁾, und ebenso hat L. SIEGERT²⁾, auf Grund von Begehungen an der Weser, die Terrassengliederung der Saale auf das Werragebiet übertragen können. GRUPE gründet seine Ansicht auf die Lagerungsverhältnisse der älteren Terrassen, und zwar nimmt er an, daß Werra, Fulda und Weser bereits in jungpliocäner Zeit nahezu bis zur heutigen Talsohle eingeschnitten gewesen sind, und daß die nächstfolgenden alt-diluvialen Schotter in Höhen von 20–90 m über der Talaue als einheitliche Aufschüttung von etwa 60 m Mächtigkeit von unten nach oben abgelagert worden sind, daß also diese Schotter das Ergebnis einer längeren Akkumulationsperiode darstellen.

Ich habe bei meinen Kartierungsarbeiten auf den genannten Blättern nirgends einen Anhalt dafür gefunden, daß hier eine so auffällige Akkumulation von Schottern stattgefunden hat. Die wenigen Kiese, die in diesen Höhenlagen erhalten sind, stellen kleine, horizontal wie vertikal völlig isolierte Terrassenreste dar, und nirgends konnte ich eine Mächtigkeit von mehr als wenigen Metern, meist sogar nur von weniger als 1 m feststellen. Auf dem Blatte Treffurt sind von FRANTZEN die Schotter vielfach so gezeichnet worden, als reichten sie in große Höhen an den Abhängen hinauf. Das erklärt sich jedoch (vgl. die Gegend nordöstlich von Wanfried) dadurch, daß hier eine so enorme Überschüttung mit Muschelkalk von den benachbarten Höhen über jeder Terrasse die Abhänge des Buntsandsteins bedeckt, daß eine Darstellung der Werraterrassen, der Nebentalschotter und der Schuttflächen die größten Schwierigkeiten macht. FRANTZEN hat deshalb diese Kiesflächen zusammenfassend kartiert. Ich selbst fasse diese Schuttmassen zu einem großen Teil als diluvial auf und vermute, daß sie hauptsächlich während der Vereisungen in einer niederschlagsreichen Periode der Eisnähe in solchen Mengen von den Höhen der Nachbarschaft in das Werratal herabgefloßt worden sind. Der Nachweis, daß von der Weser her ein glazialer Eisstau im Werratal bis zu unserer Gegend, die Schotter akkumulierend, gewirkt hat, ist von GRUPE bisher noch nicht geführt. Ich glaube vielmehr, um die Unstimmigkeit zwischen der GRUPESchen Auffassung und der meinigen über das Werratal zu beseitigen, muß noch ein anderer Faktor herangezogen werden, nämlich der einer älteren Hebung des in Frage stehenden Talstückes.

Wenn man nämlich das Talstück der Werra auf dem von

¹⁾ Ebenda S. 493.

²⁾ Ebenda S. 490.

FR. MÖSTA 1871 aufgenommenen Blatte Gerstungen betrachtet, so liegen die diluvialen Schotter besonders links von der Werra und rechts bei Horschlitt, während sonst rechts nur Nebentalschotter auftreten. Die beckenartige Verbreitung des älteren Diluviums bei Obersuhl, Gerstungen und Horschlitt führt MÖSTA auf die Talenge bei Hörschel zurück, die wie eine Talsperre gewirkt habe. MÖSTA zieht bei 600' Höhe etwa die Grenze zwischen älterem und jüngerem Diluvium; sein älteres Diluvium lagert auf Tonen und Sanden, die MÖSTA als „jüngere hessische Tertiärbildungen“ bezeichnet, die Möglichkeit offen lassend, daß sie vielleicht ältestes Diluvium darstellen.

Auf einem kurzen Besuch der Gerstunger Gegend konnte ich über diese Kiese folgendes ermitteln: Bei Gerstungen (vgl. Blatt Berka der neuen Karte 1:25 000) liegt zwischen dem Nesselstal und dem Bühlegraben eine in mehreren Gruben aufgeschlossene Tertiärablagerung, die zu diesen jüngeren hessischen Tertiärbildungen gehört. Die südöstlichste, nahe am oberen Ende des Nesselstals gelegene Grube zeigt einen 2,5 m mächtigen Sand und Kies mit einzelnen auskeilenden, geringmächtigen Lagen von grauem oder grünlichem fetten kalkfreien Ton. Der Kies besteht ganz vorwiegend aus Quarzgeschieben, nur einen geringen Prozentsatz bildet Buntsandstein in Gestalt von grobkörnigen und feinkörnigen Sandsteinen, verschiedene hell- und dunkelfarbige Quarzite, einzelne Schiefergesteine und Quarzporphyre. Letztere sind ganz entfärbt, fast weiß und so zersetzt, daß man sie leicht mit den Fingern zerbrechen, z. T. sogar zerdrücken kann. Nach NW schließen sich an diese Kiesgrube Tongruben an, in deren unterster ein etwa 6 m mächtiger blaugrauer Ton¹⁾ gewonnen wird. Der zuerst genannte Kies hat eine Höhenlage von 270 m, liegt also 63 m über der heutigen Flußbaue.

Ein anderer Kies nimmt fast die ganze Höhe des Fuldaischen Berges ein. Er zeigt eine weit buntere Zusammensetzung als der zuerst genannte. Quarz herrscht, obwohl bereits in Abnahme, noch immer vor, dann folgt Buntsandstein mit nicht seltenen Karneolen, die teils rötlich, teils braun oder gelblich sind. Die Quarzporphyre sind nicht gerade häufig, aber frischer als im erstgenannten Kies; sie zeigen meist noch die rote Farbe, sind nur wenig gebleicht und lassen sich nur mit dem Hammer zerschlagen. Auch einzelne stark zersetzte Basalte fand ich in diesem Kies, die dem tiefer gelegenen zu fehlen scheinen. Die

¹⁾ Die sichere Altersbestimmung dieser Tone ist zurzeit noch nicht geglückt, obwohl sie zahlreiche Pflanzenreste enthalten.

Basis dieses höheren Kiesel liegt bei 315 m, also 108 m über der Werraau.

Auf Möstas Blatt Gerstungen sind die diluvialen Kiesterrassen nicht weiter getrennt und vielfach mehrere, sehr verschiedenaltige, als eine zusammenhängende Kiesfläche dargestellt. Es sind aber hier bei Gerstungen die einzelnen Terrassen wohl zu unterscheiden und deshalb auch kartographisch zu trennen.

Wenn man die zuerst besprochenen Tone und Sande, wie es Möstas Beobachtungen gestatten, dem Pliocän zurechnet, so läge bei Gerstungen das ältere Diluvium höher als dieses Pliocän, und dieses läge seiner Höhe nach über dem jüngeren Diluvium und unterlagerte das ältere. Da wir auf den Blättern Mihla, Creuzberg und Treffurt erst von 64 m über dem Talboden an aufwärts Schotter finden, die zum Pliocän zu rechnen sein dürften, und da diese älteren Schotter hier höher liegen, als die altdiluvialen, den jüngeren präglazialen Kiesen des Saaletales entsprechenden Schotter, so findet also zwischen Gerstungen und Hörschel eine Umkehrung der Lagerung, also eine Durchkreuzung der Terrassen statt; die beiden jüngsten, in der Tabelle als interglaziale und postglaziale bezeichneten Terrassen liegen dagegen bei Gerstungen genau so wie bei Treffurt, sind also erst nach Heraushebung des mittleren Talstückes abgelagert worden.

Mit einer solchen Hebung des Triasblocks, den die Werra jetzt von Hörschel bis unterhalb Eschwege in engem Durchbruchstal durchfurcht, wäre also auch der Widerspruch zwischen der Creuzburger Lagerung der Terrassen und der von Ostheim und Fulda einerseits und der von Höxter und Hameln anderseits in einfacher Weise gelöst. Diese Hebung eines mittleren Talstückes hat die Werra gezwungen, sich von der Gegend von Hörschel an in den Muschelkalk einzugraben und die cañonartigen Felsentäler von Ebenau und Zella zu bilden. Wenn also auch noch durch Untersuchungen oberhalb Hörschel festzustellen sein wird, inwieweit die Annahme einer solchen Hebung gerechtfertigt ist, die Möglichkeit einer einheitlichen Deutung der Talbildung im Werratal erscheint hiermit eröffnet. Ein Vergleich mit der Saale¹⁾ zeigt, daß auch hier im Unterlauf des Flusses die älteren Terrassen unter die jüngsten hinabsinken¹⁾, während im Mittel- und Oberlauf die älteren Schotter am höchsten liegen. Dieser Verschiedenheit in den Gefälleverhältnissen liegen also bei Werra und Saale die gleichen

¹⁾ L. SIEGERT: Jb. d. Pr. Geol. Landesanst. 1909, S. 16 u. ff., I.

Ursachen, nämlich Hebungen¹⁾, zugrunde, die in die jüngere Pliocänzeit und ältere Diluvialzeit fallen. Auch L. HENKEL (a. a. O.) nimmt während der Ablagerungszeit der präglazialen Unstrutkiese an der Sachsenburger Pforte eine fortgesetzte Hebung des Finnezuges an.

Auch die Verwitterungserscheinungen an den Schottern geben uns einen sicheren Anhalt, daß die Terrassen der Präglazialzeit bei Naumburg und die ungefähr gleichaltrigen Terrassen der Werra bei Creuzburg nicht als Erosionsreste einer großen Akkumulation gedeutet werden dürfen, sondern sich im Alter ihrer Höhenlage nach von oben nach unten folgen. Die höchsten und ältesten Schotter bei Porstendorf zeigen den höchsten Verwitterungsgrad; die Kalkgesteine sind zerstört, nur Quarz und harte Gesteine haben sich erhalten, die Porphyre sind gebleicht, ihre Feldspäte vollständig kaolinisiert. Der nächst jüngere Kies bei Porstendorf zeigt noch einen recht hohen Verwitterungsgrad. Daß der Kies der oberen präglazialen Terrasse auf dem Himmelreich bei Kösen starke Verwitterung zeigt, hat schon E. WÜST²⁾ hervorgehoben; viel frischer sieht dagegen das Material der dortigen unteren präglazialen Terrasse aus, wenn man z. B. die Gesteine von Groß-Jena oder Zwätzen bei Jena durchmustert. Aber auch im Werragebiet finden wir denselben Unterschied im Verwitterungsgrad, wenn er auch bei der geringen Zahl der erhaltenen Schotter weniger gut nachweisbar ist³⁾. Die Verwitterungszustände der Kiese zwischen Jena und Naumburg und zwischen Hörschel und Treffurt bekunden also ebenfalls, daß die älteren Kiese hier nicht zu unterst, sondern allgemein am höchsten liegen, daß also hier vorwiegend Erosion und keine zusammenhängende, große Akkumulation stattgefunden hat.

III. Die Glazialablagerungen.

Auf der Höhe zwischen Unterneusulza und Rehehausen und bei Sonnendorf (Blatt Eckartsberga) sind sehr mächtige altglaziale Kiese, Sande und Geschiebemergel aufgeschlossen, die der ersten Vereisung des Gebietes angehören⁴⁾. Diese in der Literatur bereits erwähnten Kiese bestehen ganz vorwiegend

¹⁾ Natürlich als relative Hebung zu verstehen, denn vielleicht haben sich gerade die anderen Gebietsteile gesenkt.

²⁾ Pliocän und Pleistocän Thüringens, S. 183.

³⁾ Erläuterungen zu Blatt Treffurt, S. 55.

⁴⁾ Ich gebrauche im folgenden die Gliederung der Geologischen Landesanstalt: Zentralbl. f. Min. 1910, S. 101.

aus Oberem Muschelkalk und tertiären Kiesen der nächsten Umgebung. Das Eis und das Gletscherwasser hat diese Geschiebe aus dem nördlich vorgelagerten Muschelkalk- und Tertiärgebiet von Punschrau, also aus nächster Nähe, hierherbefördert. Die zum Teil kopfgroßen, ziemlich dicken Muschelkalkgeschiebe sind meist brotlaibartig gestaltet und zeigen vielfach ausgezeichnete Schrammung in verschiedenen Richtungen. Eine Schichtung ist in diesen Kiesen nicht zu erkennen, und der Geschiebemergel bedeckt sie an der Straße recht unregelmäßig. Die Form der Muschelkalkgeschiebe erinnert ganz auffallend an diejenige alpiner Gletschergeschiebe; sie sind ohne weiten Transport von den Gletschermassen unter dem Eis hin- und herbewegt worden und oft gegen den Untergrund oder gegen einander gescheuert und gerieben und dabei gekritzelt worden. In den obersten Schichten der Sande und Geschiebemergel bei Sonnendorf zeigen sich schöne Stauchungsfalten und dieselben pfeilerartigen Durchragungen des Sandes durch Geschiebemergel, wie ich sie seiner Zeit bei Groß-Welsbach beschrieben habe¹⁾. Auf die zum Teil intensive Verwitterung der Oberfläche dieses Altglazials hat Wüstr aufmerksam gemacht²⁾.

Für die Gegend von Weimar hat P. MICHAEL³⁾ neuerdings in einer ausführlich gehaltenen Beschreibung dargetan, daß auch dort wie bei Jena und Roda (Lotschen) die drei Ablagerungsformen des Glazials Geschiebemergel, Sande und Kiese in zahlreichen, wenn auch zerstreuten Resten erhalten sind. P. MICHAEL konstatiert auch hier die interessante Tatsache, die ich bei Jena schon hervorgehoben hatte⁴⁾, daß das Vorkommen des Glazials dort an bestimmte Höhenlagen gebunden ist, d. h. daß diese Gebiete nur einmal zur Zeit der älteren oder ersten Vereisung vereist gewesen sind.

Eine andere typische glaziale Ablagerung ist das von SCHMID⁵⁾ beschriebene Vorkommen von Sand mit tertiären Konchylien an der Eßlebener Windmühle bei Buttstädt. Der mehrere Meter mächtige Sand besteht hier vorwiegend aus Quarz, daneben aus Trias- und nordischen Gesteinen. Er wird von einem ca. 1 m mächtigen hellgelbbraunem, tonig-sandigen, porösen, kalkhaltigen Geschiebemergel bedeckt, der neben zahlreichen Geschieben einzelne Blöcke einheimischer und nordischer

¹⁾ Jb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. XXIII, 1902, S. 651.

²⁾ Zeitschr. f. Naturw. 71, 1898, S. 347.

³⁾ Jahresbericht des Großherzogl. Gymnasiums zu Weimar 1908.

⁴⁾ Jb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. XXIX, S. 180.

⁵⁾ Die Literatur siehe Jb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. XXIII, 1902, S. 651, Anm. 1–5.

Gesteine enthält. Die Tertiärkonchylien kommen im Sand nesterweise vor. Dieses Glazial liegt 230 m über N.N., also höher als die nächste präglaziale Terrasse der Ilm, die nur 217—228 m aufweist.

Sehr große Verbreitung haben ferner glaziale Bildungen auf dem Blatte Schillingstädt (Oberheldrungen), wo sie mit präglazialen Kiesen vorkommen. Ein solcher präglazialer Kies, offenbar eines rechten Nebenflusses der damaligen Unstrut, findet sich auf dem nordöstlichen Moorberg bei Battendorf und auf dem Kalkhügel südwestlich von Burgwenden in etwa 230 m Meereshöhe. Diese Kiese bestehen aus Muschelkalk und Keupermaterial, dem sehr untergeordnet auch durch ihre Kleinheit auffallende Buntsandstein- und Quarzporphyr-Geschiebe beigemischt sind. Viel höher in etwa 260 m Meereshöhe liegt auf dem Meisel bei Groß-Monra eine ausgedehnte Glazialablagerung, die freilich nur wenig aufgeschlossen ist; es ist ein sandiger Geschiebemergel, der zahlreiche, größere, nordische Geschiebe und besonders viel Braunkohlenquarzit und Buntsandstein enthält. Die Sandsteine sind hellfarbig bis weiß, grobkörnig und kaolinreich und führen blaugrüne Tongallen. Auch hier gibt der Reichtum an Buntsandstein der Moräne eine lokale Färbung; denn als Heimat dieser Buntsandsteingeschiebe ist wohl die nördlich benachbarte Gegend der Schrecke anzusehen.

Einen weiteren, sehr schönen Aufschluß im Glazial lieferte im April 1903 der Bahneinschnitt ostnordöstlich von Etzleben. Taf. V, Fig. 2. Hier sind dem Steinmergelkeuper glaziale Sande und Kiese in Form von Taschen und als Spaltenausfüllungen eingelagert, die nach Art von Gängen wenig tief in den Keuper eingreifen. Die größte dieser Taschen reicht vom höchsten Punkte des Profils bei einer Breite von 1 m ca. 10 m in den Keuper hinab. Noch merkwürdiger sind im südlichen Teile des Profils schmale etwa handbreite „Sandgänge“, die ganz unregelmäßig in den Keuper hinabgreifen und zu unterst auch wohl mit einer taschenförmigen Erweiterung endigen. Die Entstehung dieser Gebilde ist wohl so zu denken, daß die glazialen Schmelzwasser in dem Untergrund tiefe Strudellöcher vornehmlich da auskolkten, wo die zahlreich den Keuper durchsetzenden Klüfte den besten Angriffspunkt boten. Die Füllmasse der Taschen besteht aus Geschieben von Blockgröße bis zum feinsten Sandkorn und enthält neben typischen nordischen Geschieben viel Buntsandstein, wenig Muschelkalk und Keuper und auch einige Braunkohlenquarzite. Eine südöstlich hinter dem Bahneinschnitt gelegene Glazialtasche lieferte auch einige Geschiebe, die geglättete und abgeschliffene Flächen zeigten. Diese Ab-

lagerung hat eine Höhe von nur 150 m über N.N., sie liegt demnach annähernd in der Höhe des vorwiegend einheimischen Kieszuges zwischen Scherndorf und Waltersdorf auf dem westlich benachbarten Blatte Kindelbrück (-Weißensee). Dieser tiefen Lage und seiner sandigen Beschaffenheit nach würde das Etzlebener Glazial dem jüngeren oder zweiten Glazial des Saaletales entsprechen, indem ein Schmelzwasserstrom durch die Sachsenburger Pforte, welche die altinterglaziale Unstrut benutzte, bis in diese Gegend gelangt sein könnte; doch kann auch eine ausnahmsweise tiefe altglaziale Erosion, etwa in einer Schlucht, vorliegen.

Sicher dem älteren Glazial gehören dagegen die hochgelegenen Sande und Kiese auf dem Galgenberg bei Klein-Welsbach (278 m über N.N.) und die glazialen Sande und Kiese von Westhausen (280 m) und Ballstädt (265 m) an. Denn, wenn schon im Bereich des Blattes Langensalza das jüngere, zweite Glazial gänzlich fehlt, so kann es südlich davon auf der Ballstädt-Buflebener Hochfläche nicht vorhanden sein, weil in diesem Gebiet die für den Nachweis von jüngerem Glazial notwendige Tiefe der Erosion zur Zeit der Bildung der Ablagerungen dieses jüngeren Eises gar nicht vorhanden war. Einige Anhaltspunkte, wie weit überhaupt Stauwirkungen — nicht Talzungen und damit Ablagerungen des Eises selbst — in der zweiten Eiszeit im-Unstruttale aufwärts gelangt sind, werden unten gegeben werden.

Wenn man, soweit sie bis jetzt in Thüringen bekannt ist, die Verbreitung altglazialer d. h. hochgelegener Grundmoränen ins Auge faßt, so zeigt sich, daß das ältere Eis genau so wie das jüngere den Harz auf der Ostseite umgangen hat und dann in Thüringen selbst sich von NO nach SW verbreitet haben muß. In den Tälern der unteren, präglazialen Terrassen, die damals das Erosionsbild lieferten, hat das ältere Eis bei seinem Vordringen Stauungen der vom Gebirge her kommenden Flüsse hervorgerufen, die zur Ablagerung von Bändertonen und Feinsanden in allen Flußtälern geführt haben. Bei dem weiteren Vorrücken drang das Eis selbst mit zahlreichen Gletscherzungen in die alten Täler hinein; und allmählich wurden auch die niedrigen Höhen vom Eise überwältigt und mit Grundmoräne überzogen, während unter und neben dem Eise zahlreiche, ganz unregelmäßige, häufig veränderte Rinnen von Schmelzwassern entstanden. Diese Rinnen füllten sich mit einem sehr gemischten, glazialen Sand und Kiesmaterial, das einerseits aus nördlichen Schmelzwasserprodukten, anderseits aus südlichem, dem Thüringer Walde entstammenden fluviatilen Materiale zusammen-

geführt, an einigen Stellen zu großer Mächtigkeit aufgehäuft, an anderen nur als dünne Decke ausgebreitet wurde. Ganz vorzügliche Aufschlüsse für das Studium solcher Ablagerungen boten die Kiesgruben östlich von Klein-Welsbach und bei Klein Urleben (Blatt Tennstedt), deren Profile ich im Jahre 1902 beschrieben habe¹⁾. Diese fluvioglazialen Kiese und Sande haben jedoch nachträglich eine so umfangreiche Abtragung und Zerstörung erlitten, daß es nur selten einmal gelingt, eine Anzahl solcher Schotter zu einem glazialen Flußlauf zu vereinigen, wie das die glazialen Saalekiese auf dem Plateau von Groß-Jena und der von MICHAEL angenommene glaziale Ilmlauf bei Vieselbach zeigen¹⁾.

Die Zeit des Höhepunktes der älteren Vereisung war für Thüringen zugleich die Zeit von Flußverlegungen, so daß wir nach dem Rückzuge des Eises einige Flüsse in einem ganz neuen, seiner Richtung nach völlig veränderten Bette vorfinden. Diese Verlegungen sind darauf zurückzuführen, daß die engen Durchbruchstäler der nach NO gerichteten jüngsten voreiszeitlichen Flüsse durch gewaltige Aufschüttungen des Eises verstopft, und die Flüsse weit nach Süden zurückgedrängt wurden. Zugleich wurden, worauf besonders PHILIPPI Gewicht gelegt hat, die Erosion in den Haupttälern der Saale und Werra durch die außerordentlich vermehrten Niederschläge sehr beschleunigt, so daß sehr bald diese zurückgedrängten und vorübergehend in anderer Richtung fließenden Gewässer den Hauptflüssen nach W und O zugeführt wurden. Bekannt ist das Beispiel der Ilm, die damals aus ihrer nordöstlichen Richtung Oßmannstedt—Balgstadt nach P. MICHAEL zunächst in die Richtung der heutigen Gramme, dann aber in die westöstliche²⁾ Oßmannstedt—Stadtsulza-Großheringen gedrängt wurde. Die in präglazialer Zeit der Unstrut tributäre Ilm wurde also zuletzt bei Großheringen unter Verkürzung ihres Laufes der Saale zugeführt. Diese behielt ihren präglazialen Lauf im wesentlichen bei; es kam nur zu geringfügigen Verlegungen innerhalb des alten Flußgebietes. Dasselbe gilt von dem Unstrutlauf zwischen Bollstedt und Langensalza und dem von Groß-Wangen bis Freiburg a. U. Der präglaziale Flußlauf zwischen Gotha und Lützensömmern wurde jedoch zur Zeit des Höhepunktes der älteren Vereisung zu einem großen Teile vollständig verdrängt, so daß wir als Produkt seiner Auflösung einen interglazialen Nessefluß und nach REICHARDT auch eine interglaziale Apfelstädt südlich

¹⁾ a. a. O.

²⁾ Jb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1908.

von der neuen, durch die endmoränenartigen Glazialaufschüttungen gebildeten und über dem alten Flußbett geschaffenen Wasserscheide bei Ballstedt und Westhausen nach entgegengesetzten Richtungen abfließen sehen. Wie bei der Ilm wird also hier ein nordöstliches, präglaziales Tal zerstört, und dafür treten mehr Ost—West gerichtete interglaziale Täler auf. Wenn man hiernach auch geneigt sein kann anzunehmen, daß glaziale Flüsse am ostwestlichen Rande des Eises selbst ungefähr parallel mit diesem seitwärts abgeflossen und die interglazialen Flüsse hieraus entstanden seien, so erscheint es doch mehr wahrscheinlich, daß der Lauf dieser interglazialen Flüsse durch die hercynischen Bodenschwellen wie Haart, Fahnersche Höhe, Krahnberg, Seeberg und Ettersberg bestimmt worden ist, welche das Eis nicht überschritten oder bedeckt hat.

Endmoränenartige Bildungen, die den Südrand des Eises bezeichnen, sind von KAISER und mir in der Gegend von Ballstedt¹⁾ und Tennstedt beschrieben und von REICHARDT auch am Ostabhang der Fahnerschen Höhe nachgewiesen worden. Daß südlich vor den Endmoränen ein größerer Stausee, wie ihn REICHARDT²⁾ auf Grund der Höhenlage nordischer Geschiebe zwischen der Fahnerschen Höhe, Gotha, Arnstadt und Erfurt anzunehmen geneigt ist, bestanden hat, hat viel Wahrscheinlichkeit für sich; doch müßte noch durch Auffinden von echten Stauseegebilden wie Bänderton und Feinsand seine Existenz bewiesen werden.

IV. Das Ilmtal.

Die Terrassen des Ilmtales sind schon vielfach untersucht worden; den Beobachtungen von A. WEISS³⁾, P. MICHAEL⁴⁾ und E. ZIMMERMANN, WÜST⁵⁾, COMPTER⁶⁾, E. PICARD⁷⁾ und von mir⁷⁾ füge ich noch einige weitere hinzu, die besonders den Unterlauf der heutigen Ilm und die Strecke Hetschburg—Apolda betreffen. Wenn es mir auch zurzeit nicht möglich ist, das Terrassenbild der Ilm durch die Laufstrecke von Hetschburg bis zur Quelle

¹⁾ Vgl. auch AMTHOR: Zeitschr. f. Nat., Halle, 78, S. 428.

²⁾ a. a. O., S. 360.

³⁾ A. WEISS: Das Pleistocän der Gegend von Weimar. Hildburghausen 1910.

⁴⁾ P. MICHAEL: Jahresbericht des Großherzoglichen Gymnasiums zu Weimar 1908.

⁵⁾ WÜST: Pliocän und Pleistocän Thüringens. Stuttgart 1900.

⁶⁾ COMPTER: Das Diluvium in der Umgegend von Apolda. Zeitschr. f. Nat., Halle 1908, Bd. 80, S. 161 ff.

⁷⁾ NAUMANN u. PICARD: Jb. d. Königl. Preuß. Geol. Landesanst. 1908, XXIX, S. 566.

zu vervollständigen, so sollen doch in der nebenstehenden Tabelle die Schotter von Hetschburg bis zur Mündung bei Großheringen einmal zusammengestellt, und eine Anzahl Beobachtungen mitgeteilt werden, die ich zum Teil schon vor längerer Zeit im Ilmtal machen konnte.

Das bekannte Ilmkieskonglomerat am alten Fußweg Öttern—Buchfart liegt etwa 24 m über der Ilmaue und enthält im anstehenden Kies Feuerstein, ist also als Interglazial I aufzufassen.

Der in einer Meereshöhe von 275 m gelegene präglaziale Ilmkies in der Kiesgrube nordwestlich von Mellingen besteht fast nur aus Porphyr; der Aufschluß zeigte im Dezember 1907 über dem Kies einen seitwärts auskeilenden, feinen Flußsand, der nach oben in typischen dunkelbraunen, z. T. etwas sandigen Bänderton übergeht. Hier ist also, wie bei Langensalza, auf der unteren präglazialen Terrasse ein Bänderton erhalten geblieben, der beweist, daß der Stau des älteren Eises der I. Eiszeit sich auch bis in diese Gegend erstreckt hat. Derselbe präglaziale Kies ist am Bahneinschnitt östlich vom Bahnhof Mellingen dem Muschelkalk aufgelagert. Die Kiesgrube am linken Ilmufer westlich von der Heinrichsburg zeigt etwa 4 m postglazialen Ilmkies, in dem ich nordisches Material bisher nicht finden konnte; dagegen enthält der Kies an der Straßenteilung nordöstlich von der Dammfurther Brücke nordische Gesteine.

Die für die Altersstellung der Taubach—Ehringsdorfer Tuffe so wichtigen Kieslager innerhalb des eigentlichen Ilmgrabens sind aus der Tabelle S. 319 ersichtlich. Der von P. MICHAEL¹⁾ ausgesprochenen Ansicht, daß das Ilmtal zwischen Mellingen und Weimar, also innerhalb des Grabens, nach dem Rückzuge des Eises aus der Gegend eine Versenkung tektonischer Art erfahren haben könne, möchte ich mich nicht anschließen. In der jüngsten präglazialen Zeit lief die Ilm von Buchfart über Mellingen nach Süßenborn; in der I. Interglazialzeit ging ihr Weg bereits über Mellingen nach Weimar und Tiefurt. Tektonisch versenkte präglaziale Ilmkiese sind im Ilmgraben nicht gefunden, und daß die Kiese im Liegenden des Travertins von Taubach und Ehringsdorf etwa eine tektonisch gesenkte Interglazialterrasse I darstellten, ist auch nicht nachzuweisen, obwohl zufälligerweise innerhalb des tektonischen Ilmgrabens die Kiese der ober- und unterhalb des Grabens vorhandenen Terrasse aus dieser Zeit zu fehlen scheinen²⁾. Ihre Ablenkung in

¹⁾ a. a. O.

²⁾ Vgl. dagegen E. WÜST: Zeitschr. f. Naturw. 82, S. 167 [7].

Meßtischblatt		Präglazial	Präglazial	I. Interglazial	II. Interglazial	Postglazial ¹⁾	Höhe über dem Alluvium	Höhe des Alluviums
Weimar	Steilabhäng westlich vom Kirschberg bei Hetschburg r				270		13,5	256,5
-	Nordwestl. v. Kirschberg b. Hetschburg r				256		1	255
Magdala	Südlich Buchfurt r	290					40	250
-	An der Straße zwischen Buchfurt und Öttern l					250	5	245
-	Hohlweg nordwestlich von Öttern r			265			21	244
-	Pumpwerk bei Öttern l				251		12	239
-	Straße Mellingen—Mechelroda r			260			23	235
-	Südöstl. von d. Dammfurther Brücke r	276					41	235
-	Nordöstl. von d. Dammfurther Brücke l				245		12	233
-	Westlich von der Heinrichsburg l					235	2	233
-	Südrand von Mellingen l					228	2	226
-	Nordöstlich von Mellingen r	275					50	225
-	Ostrand von Mellingen r				236		10	226
-	Westausgang von Mellingen r					228	3	225
-	Ostausgang von Taubach r				235		11	224
-	Westausgang von Taubach r					228	4,5	223,5
-	Gut Ehringsdorf (Steinbruch) l					222	7	215
-	Ziegelei bei Oberweimar l					220	5	215
-	Park bei Goethes Gartenhaus l					216	2	214
-	Viadukt l				222		12	210
-	Westlich Tiefurt l				217		12	205
-	Süßenborn r	255					55	200
-	Nördlich von Tiefurt r			220			20	200
-	Nordrand von Tiefurt l					205	5	200
-	Steinberg nordwestlich von Tiefurt l			225?			25	200
Buttelstedt	Westlich von Kleincromsdorf r					203	5,5	197,5
-	Südöstlich von Kleincromsdorf r					201	6	195
-	Steinberg nordöstl. v. Großeromsdorf l			213			18	195
-	Nördlich von Denstedt l				203		10	193
-	Nordwestlich von Ulrichshalben l				202		12	190
-	Nordöstlich von Ulrichshalben l					190	3	187
-	Zwischen Goldbach und Oßmannstedt l	252					66	186
-	Nordwestlich von Oberroßla (Frankes Kiesgrube) r				199		24	175
-	Nordwestl. v. Oberroßla bei Höhe 177,4 r					177,4	1,4	176
-	Kiesgrube am Mädchensee l					175	2	173
-	Kiesgrube über dem Volksbad r			195			22	173
-	Nördlich von Oberroßla l				188		15	173
-	Südostrand von Niederroßla r					170	5	165
-	Nordöstl. v. Niederroßla bei Höhe 205,1 l			190			23	—
-	Bei Zottelstedt dicht an der Ilm					165	5	160
-	Zwischen Pfiffelbach und Liebstedt	252						—
-	Comtureiholz	252						—
-	Südöstlich von Niederreißen	245						—

¹⁾ Die postglazialen Kiese können in 2 Terrassen von 0—3 bzw. 5—7 m Höhe über der Aue zerlegt werden.

Meßtischblatt		Präglazial	Präglazial	I. Interglazial	II. Interglazial	Postglazial	Höhe über dem Alluvium	Höhe des Alluviums
Buttelstedt	Nordwestabhang des Pollakenhügels	241						—
Buttstädt	Weinberg		219					—
-	Lerchenberg		217					—
-	Kapellenberg	228						—
-	Streitholz	225						—
Nebra	Dorf Saubach Gerichtsamt	220						—
-	Sand	220	200					—
Apolda	Südlich von Zottelstedt nahe 162,5 . l					165	2,5	162,5
-	Zwischen Niederroßla und Zottelstedt l			185?			23?	162
-	Zwei kleine Aufschlüsse südöstlich Zottelstedt r			183			23	160
-	Nördlich von Mattstedt (TRÖBSR und SCHRÖDER) l			180			23	157
-	Nahe der Färberei am Neuen Werk l			175			20	155
-	Vier Kiesgruben bei der Wartburg . r			175			20	155
-	Kiesgrube südwestlich Wickerstedt . l			175			20	155
-	Lehmgrube der Ziegelei Nauendorf an der Ilm r					153	3	150
-	Grube nördlich von Wickerstedt . l			165			25	140
-	Östlich von Flurstedt r			159			19	140
-	Südlich von Obertrebra r			155			17	138
-	Südwestlich von Niedertrebra . . r				145		9	136
-	Am Weg Wickerstedt—Eberstedt . l					141	3	138
-	Bei Eberstedt (RIEDEL) l			160			22	138
-	Gemeindekiesgrube und Lehmgrube bei Mühle Eberstedt l				150		15	135
-	Nordöstlich vom Fahrweg Eberstedt—Auerstedt l			159			25	134
-	Kiesgruben nordwestlich Darnstedt (mit <i>Corbicula</i>) l			155			21	134
-	Nordwestlich Darnstedt l				145		11	134
-	Nordöstl. v. Niedertrebra an d. Straße r			154			20	134
-	Bahneinschnitt am Bahnhof Sulza . r				140		15	125
Eckartsberga	Nordöstl. v. Sulzai. Wald (sog. Grimme) r			145			24	121
-	Ausschachtung zwischen Sulza und Großheringen r					125	4	121
-	Nordöstlich von Kalbitz	216						—
-	Steinbach	215						—
-	Rechts vom Gutschbach		185					—
Naumburg	Kiesgrube in Großheringen r			145			26	119
-	Nordwestausgang von Obermöllern .	205						—
-	Zwischen Pomnitz und Städten . .	199						—
-	Schwalbengraben	187						—
-	Nordwestlich von Niedermöllern . .		180					—
-	Graben südlich vom Grundgraben . .		175					—
-	Östlich von Städten		160					—
-	Weinberg nordöstlich von Größnitz		150					—
-	Südwestlich von Balgstädt		150					—
-	Hirschrodaer Graben		150					—

die neue Richtung verdankt die Ilm des Interglazials I auf dieser Strecke wohl weniger der alten, bereits in der Präglazialzeit vorhandenen tektonischen Senke, als vielmehr einer altglazialen Schmelzwasserrinne, deren Verlauf über Weimar nach dem Grammegebiet gegangen zu sein scheint¹⁾. Schotter der zweiten Interglazialzeit sind im Ilmgraben nur undeutlich erhalten; vermutlich gehören die Kieslager am Ostrande von Mellingen und Taubach dahin. Die Kiese im Liegenden der Kalktuffe von Taubach und Ehringsdorf und im Park von Weimar sind dagegen ihrer Höhe nach postglazial, d. h. jünger als der Geschiebemergel unserer III. Vereisung; sie können in zwei Stufen zerlegt werden. An eine Deutung der Kiese im Liegenden der Tuffe von Taubach und Ehringsdorf als eine tektonisch gesenkte Interglazialterrasse II kann ich wegen des Mangels an tektonischen Verschiebungen in der II. Interglazialterrasse bei Jena, Sulza und Camburg nicht glauben. Der Kalktuff von Weimar, Ehringsdorf und Taubach gehört wie der liegende Kies im weimarischen Park in die jüngste Postglazialzeit²⁾; letzterer ist also gleichaltrig mit den Kiesen bei Höhe 145,7 nördlich Burgau, am Prinzessinnengarten bei Jena und am Rande der Wiesen östlich von Neuengönna.

Einige bemerkenswerte Aufschlüsse boten im Mai 1909 die Kiesgruben bei Apolda. Die Grube nahe über dem Volksbad zeigte folgendes Profil:

- a) 1 m humoser Lößlehm mit kleinen Kalkkonkretionen an der Basis;
- b) 2 m graue und rotgelbe, gebänderte lehmige Sande, anscheinend fossilfrei;
- c) 1,5 m interglazialer, an nordischem Material armer Ilmkies (Interglazial I).

Kiesgrube nahe der Wartburg, ungefähr am N. P. 176,2:

- a) 0,5 m sandiger humoser Lehm mit Kalkgeröllen;
- b) 1 m grünliche und braune sandige Tone mit Schnecken;
- c) 1 m interglazialer Ilmkies mit Fossilien (*Corbicula fluminalis*!) (Interglazial I).

In der Schicht b) dieses Profils fanden sich: *Helix candidula*, *Hyalina* 2 Arten, *Zua lubrica* und *Pupa muscorum*. Die beiden Ablagerungen unter b) stellen den zur Interglazialterrasse I gehörigen Aueboden dar, der teils sandig-lehmige, teils tonige Beschaffenheit zeigt. Nahe Höhe 205,1 m bei Niederroßla liegt jedoch auf derselben Terrasse ein echter Bänderton, der dem Stau des zweiten Eises angehört.

¹⁾ P. MICHAEL: a. a. O.

²⁾ Vgl. Zentralbl. f. Min. 1910, S. 111.

Eigenartig sieht das Hangende dieser älteren Interglazialterrasse in der Wickerstedter Gemeindekiesgrube aus. Diese Schicht, die COMPTE¹⁾ in seiner Beschreibung dieses Profils Seite 193, Nr. 8, Schicht 1—4 als „Löß mit Konkretionen“ bezeichnet, ist ein unreiner Ton, der im wesentlichen aus grauen Letten, Sandstein und gelben, dolomitischen Kalken des Unteren Keupers zusammengeschwemmt ist und als Löß nicht bezeichnet werden darf. Ich bin vielmehr der Ansicht, daß man alle diese aus nächster Nähe zusammengeschwemmten bunten Tone, geschichteten Sande und Bändertone, die das direkte Hangende der älteren Interglazialkiese bilden, als Analoga der ähnlichen Bildungen bei Kunitz, Wenigenjena und Lobeda zu betrachten hat, die ich früher beschrieben habe²⁾. Auch im unteren Unstruttale haben solche Ablagerungen eine entsprechende Vertretung. So ist das von WÜST³⁾ von der Zuckerfabrik Vitzsburg beschriebene Profil hierhin zu rechnen, und zwar speziell die „Unstrutsande und Mergel mit *Succinea Schumacheri*“, die dort 3 m mächtig der Unstruterrasse der I. Interglazialzeit auflagern. Es würde gänzlich verfehlt sein, diese Vitzburger Bildungen zwischen Kies und Gehängelöß etwa als einen älteren Löß aufzufassen zu wollen. Sie sind weiter nichts als Absätze einer vom Eis der zweiten Vereisung gestauten, in breitem Bett langsam hinschleichenden Unstrut und entsprechen ganz und gar den Kunitzer Schneckenmergeln und Spielbergsanden, wie besonders eine Erweiterung der Aufschlüsse im Hochsommer 1909 erkennen ließ, indem sich im Hangenden der Schicht 2 WÜSTs den Spielbergsanden ganz analoge Sande fanden. Nach WÜST besteht „ein großer Teil“ dieser seiner Schicht 2 aus „Lößmaterial“. Natürlich sehen solche Schichten oft lößartig aus und erinnern speziell an Sandlöß, aber es wäre durchaus falsch, aus ihrer Beschaffenheit den Schluß ziehen zu wollen, daß zur Zeit ihrer Bildung in jener Gegend ein echter, äolischer, also älterer Löß vorhanden gewesen sei: diese Bändertone, Feinsande und lößartigen Gebilde sind als unter dem Einfluß des jüngeren Eises gebildete Flußablagerungen zu deuten und entsprechen dem Alter nach dem Kriechauer Bändertone SIEGERTS⁴⁾; die Spielbergsande und verwandten, durch reichliche Einschwemmung von Triasmaterial der nächsten Umgebung und von altglazialen nordischen Material ausgezeichneten Gebilde sind da-

¹⁾ a. a. O., S. 193.

²⁾ a. a. O.

³⁾ Zeitschr. f. Naturw., Halle, Bd. 75, S. 312.

⁴⁾ Diese Zeitschr. Bd. 58, 1906; Monatsber. S. 38.

gegen die zeitlichen Äquivalente der jüngeren (II. Vereisung) Glazialschichten weiter im Norden bei Weißenfels und anderen Orten.

E. Wüst hat sich in seinem Referat¹⁾ über meine Beschreibung und Deutung der Kunitzer Ablagerungen gegen meine Annahme, daß diese Kunitzer Sande und Schneckenmergel nahe dem Rande des Eises abgelagert seien, durchaus ablehnend verhalten, und zwar auf Grund der von mir angeführten Kunitzer Fauna, indem er meint, mehrere Formen dieser Fauna könnten nicht am Rande des Eises gelebt haben. Demgegenüber bemerke ich, daß die geringfügigen Ausläufer des II. Eises, die sich nur zungenartig in das Saal- und Unstruttal erstreckt haben, m. E. die wärmere Fauna der I. Interglazialzeit durchaus nicht ganz zu vernichten brauchten. Selbst wenn dies der Fall gewesen wäre — wir wissen über die klimatischen Verhältnisse am Eisrand noch sehr wenig —, so können doch unter dem Einfluß der von mir geschilderten außerordentlichen Abschwemmung von den Triashöhen am Rande des Eises und aus weiter südlich gelegenen Gebieten, die dem Einfluß des Eises mehr entzogen blieben, in den durch außerordentliche Niederschläge verbreiterten Gewässern massenhaft solche wärmeren Formen in unsere Gegend transportiert und hier im Staugebiet abgesetzt worden sein. Ich muß also auf meiner Deutung der Kunitzer Ablagerungen beharren, bis mir eine bessere geboten wird. Die eben genannten Aufschlüsse bei Apolda und Vitzenburg zeigen ähnliche Verhältnisse wie bei Kunitz; es handelt sich also um eine weitverbreitete Ablagerungsform, und ich bin überzeugt, daß die Zahl solcher Aufschlüsse im Saale-, Ilm- und Unstruttale sich noch vermehren wird.

Bei Erwähnung der Ablagerung von Vitzenburg drängt sich die Frage auf, wie weit das jüngere Eis im Unstruttal der I. Interglazialzeit vorgedrungen ist. Glaziale Schmelzwasserabsätze d. h. Sande und Kiese, die ihrer tiefen Lage nach und mit Rücksicht auf ihre Lage zu den interglazialen Kiesen zur II. Vereisung gerechnet werden müssen, fand ich bei Balgstädt wenig östlich vom Ort an der Straße nach Freyburg, in den Sandgruben nordöstlich und südwestlich von Laucha a. U. und am Südwestrand von Kirchscheidungen. Geschiebemergel der jüngeren Vereisung konnte dagegen bisher im Unstruttale zwischen Naumburg und Vitzenburg nicht nachgewiesen werden. Weiteren Untersuchungen muß es vorbehalten bleiben festzustellen, ob etwa durch ein bei Vitzenburg oder Artern von NO

¹⁾ Neues Jahrb. f. Min. usw. 1908, II, S. 97.

her mündendes altes Seitental Absätze der jüngeren Eiszeit in das Unstruttal gelangt sind, die dann auch durch die Sachsenburger Pforte bis in die Gegend von Etzleben gekommen sein könnten (vgl. Seite 314).

Wir kehren zur Ilm zurück. Von den Ilmkiesen des Unterlaufes interessiert besonders das Vorkommen im Bahneinschnitt nordöstlich vom Bahnhof Sulza wegen der Auflagerung von Löß auf dem Kies (vgl. Taf. V, Fig. 3). Auf dem von mehreren Störungen durchsetzten, z. T. stark gefalteten und gequetschten Wellenkalk liegt hier ein Ilmkies, der nordisches Material führt und dessen Basis sich etwa 15 m über der heutigen Ilmaue befindet, so daß er dem II. Interglazial (unserer Zählung) zugehören dürfte. Durch die Störungen im Wellenkalk ist der Ilmkies in keiner Weise verschoben worden. Bemerkenswert ist ferner die Art der Auflagerung des Lößes auf diesem Kies; es besteht nämlich eine scharfe Diskordanz zwischen dem Löß und der Ilmterrasse, indem die Unterkante des Lößes den Ilmkies schräg abschneidet und sich dann im Wellenkalk tief unter die Basis des Kienes senkt. Es handelt sich also hier um einen sehr jugendlichen Löß, der aller Wahrscheinlichkeit nach postglaziales Alter besitzt. Trotzdem zeigt dieser Löß keineswegs die helle Farbe des „jüngeren, echten äolischen Lößes“, sondern ist tiefdunkelgelb und durchweg kalkhaltig. Außerdem enthält er am Nordostende des Profils bei a an seiner Basis zahlreiche große Lößkindel (darunter solche von 38×12 und 27×14 cm Durchmesser) und Muschelkalkgerölle. Nach seiner Farbe und nach Größe der Lößkindel würde E. Wüst¹⁾ diesen Löß zu seinem „älteren Löß“ stellen; dieses Profil beweist aber seine Zugehörigkeit zu einer ganz jungen Epoche. Wenn es sich nun auch hier, den Geröllen nach zu schließen, um eine Gehängebildung handelt, so ist doch hiermit bewiesen, daß ein dunkelgelber Löß mit großen Lößkindeln keineswegs ein „älterer Löß“ zu sein braucht, wie Wüst annimmt. Die etwas tiefer gezeichnete lehmige Kieslage bei b dürfte nur ein nachträgliches Abschwemmungsprodukt der höheren Flußterrasse sein. In dem Unterführungsschacht bei c wurde der dunkelgelbe Löß mit 4 m Tiefe noch nicht durchsunken; auch an dieser Stelle ist der Löß kalkhaltig und hier frei von Geröllen und, da er hier nahe bis zur heutigen Ilmenau herabreicht, kann sein Alter nur sehr gering sein. Es sei noch bemerkt, daß sich in dem Gehängelöß bei a außer den großen Lößkindeln ein gut erhaltener Molar von *Elphas primigenius* gefunden hat.

¹⁾ Vgl. Zentralbl. f. Min. 1909, Nr. 13; 1910, Nr. 4, 12 u. 13.

Für einen Vergleich der Gefälleverhältnisse der Ilmläufe wurde das Profil Taf. V, Fig. 1 beigegeben¹⁾. Die präglazialen Schotter wurden nur bis Oßmannstedt eingezeichnet, wo die präglaziale Ilm nach N abbiegt. Die präglazialen Kiese von Buchart bis Süßenborn wurden der unteren präglazialen Terrasse zugeteilt, weil ihre Höhenlage der des als gleichalterig zu vergleichenden Saalekieses entspricht, und weil bei Mellingen auf diesem Kies der Bänderton des älteren Eisstaues aufrucht. Die präglazialen Ilmkiese zeigen ein dem der jüngeren Ilmläufe ähnliches, aber flacheres Gefälle. Über ihr Verhältnis zu noch älteren Kiesen, speziell über die Frage ihrer Hebung in präglazialer Zeit, kann hier nichts bestimmtes festgestellt werden. Eine Hebung der Finne allein in altdiluvialer Zeit halte ich für unwahrscheinlich; dagegen scheint mir nach dem über die Werra gesagten²⁾ eine länger dauernde allgemeine Hebung in präglazialer Zeit für Thüringen südlich von der Unstrut bis zum Thüringer Wald eine notwendige Annahme. Denn die Gefälleverhältnisse, die Durchbruchstäler, Flußverlegungen und Entstehungen neuer Wasserscheiden scheinen mir diese Annahme zu verlangen.

Das Gefälle der beiden interglazialen Terrassen bleibt sich ungefähr gleich, ist aber steiler als das der präglazialen Ilm. Die postglazialen Kiese³⁾ liegen zwischen Mellingen und Oberweimar und an einigen anderen Punkten etwas höher als sonst durchschnittlich⁴⁾. Dafür, daß keine Versenkung einer II. interglazialen Ilmterrasse im Ilmgraben stattgehabt hat, spricht auch COMPTERS⁵⁾ Fund von *Belgrandia marginata* in dem jüngsten Ilmkies bei Oberroßla.

Es sei noch bemerkt, daß die Ilm unterhalb Weimar zu jeder Zeit ein bedeutend steileres Gefälle gehabt hat, als die Saale, was wohl auf die größere Erosionskraft der Saale zurückzuführen ist (vgl. PHILIPPI a. a. O.).

3. Das Saaletal.

Die Kenntnis der präglazialen Saalekiese bei Jena habe ich 1906 bei Kartierung des Blattes Jena (3. Aufl.) um eine bisher unbekannte Kiesterrasse auf dem Plattenberge bereichern

¹⁾ Auf Taf. V, Fig. 1 lies Ilmtal statt Unstruttal.

²⁾ Vgl. oben S. 311.

³⁾ E. WÜST, der neuerdings (a. a. O.) eine Gliederung der Ablagerungen des Travertingebietes von Weimar gibt, schätzt das Alter dieser Kiese meiner Ansicht nach zu hoch.

⁴⁾ Man hat danach 2 postglaziale Terrassen anzunehmen.

⁵⁾ a. a. O., S. 203.

können¹⁾. Im Frühjahr 1910 konnte ich dann feststellen, daß dieser 280 m (136 m über der Talaue) hoch gelegene Saalekies petrographisch mit dem Kies des Walpersberges bei Kahla durchaus übereinstimmt; besonders kennzeichnet diese Kiese das Vorherrschen der Milchquarzgeschiebe, der Quarzite und Kieselschiefer, das völlige Zurücktreten anderer Geschiebe wie der Porphyroide des Schwarzatales, das Fehlen der Triasgesteine, speziell des Muschelkalkes. Der Kies auf dem Walpersberg liegt 310 m hoch (146 m über der Aue) und paßt seiner Höhenlage nach zu dem weiter südlich vorhandenen Kieslager von Pritschroda (315 m Basis), das ihm dem Material nach völlig gleicht; und es ist wohl nicht zu bezweifeln, daß diese Terrasse in den hochgelegenen Kiesen E. ZIMMERMANN²⁾ bei Saalfeld ihre Fortsetzung findet. Im Pritschrodaer Aufschluß unterscheidet sich der Kies petrographisch kaum von den höher gelegenen, als Oligocän angesprochenen Kiesen bei Jena und Naumburg, und man fühlt sich geradezu versucht, diese ältesten Quarzschotter nur als Fortsetzung des Terrassenprofils nach rückwärts anzusehen. Denn ist schon in ihrer Höhenlage kein auffälliger Unterschied mehr gegenüber dem Kies des Plattenbergs vorhanden — die tiefsten „Oligocänkiese“³⁾ des Blattes Jena liegen bei 320—340 m —, so fordert anderseits die petrographische Ähnlichkeit, besonders die Zunahme von Quarzgeschieben, geradezu heraus, die Kiese σ_1 von Pritschroda, vom Walpersberg und vom Plattenberg nur als eine Zwischenstufe zwischen den tiefsten „Oligocän“kiesen und der älteren präglazialen Terrasse σ_2 (der oberen Terrasse R. WAGNERS) anzusehen. Damit würden sie aber so eng an das ältere Diluvium angegliedert, daß wir die Bezeichnung Oligocän für sie vielleicht ganz fallen lassen müssen. Es muß weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben, das genauere Alter dieser Ablagerungen an der Saale und ihren Zusammenhang mit ähnlichen Schichten in der Halle—Leipziger Gegend zu ermitteln. Der Verdacht aber, daß sie wesentlich jünger als Unteroligocän, vielleicht sogar miocänen oder pliocänen Alters sind, besteht tatsächlich zu Recht⁴⁾. Auch der Vergleich mit den Verhältnissen der Kasseler Gegend

¹⁾ Erläuterungen zum Blatte Jena, 3. Aufl., S. 50.

²⁾ E. ZIMMERMANN: Das Diluvium auf Blatt Saalfeld. Jb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1909, Teil I, S. 19.

³⁾ In Erläuterungen zum Blatte Jena, 3. Aufl. und in Erläuterungen zum Blatte Naumburg, 2. Aufl. sind diese Kiese dem bisherigen Brauche folgend zum Unteroligocän gestellt worden.

⁴⁾ Vgl. K. WALTHER: Das Tertiär zwischen Bürgel und Kamburg. N. Jb. f. Min., Beil.-Bd. XXI, S. 79.

und am Rhein (Kieseloolithstufe) führt zu dem gleichen Schluß. Sollte sich aber ein solches jüngeres Alter dieser sogenannten Oligocänkiese herausstellen, so müßte dann auch die präoligocäne Landoberfläche E. PHILIPPIS in Thüringen sich in eine prämiocäne oder gar präpliocäne verwandeln.

Die eigenartige petrographische Ausbildung dieser alten Quarzschotter finden wir auch im Werratal bei Gerstungen wieder, nur liegen dort abweichend von den Verhältnissen an der Saale die quarzreichsten ältesten Schotter tiefer als die nächstjüngeren bunteren und quarzärmeren Kiese. Sehr bezeichnend ist auch der Verwitterungszustand, der sich besonders in den porphyrischen Gesteinen zeigt.

Eine Eigentümlichkeit der alten Quarzschotter auf Blatt Naumburg ist die Führung von dunkelbraunen bis schwärzlichen verkieselten Hölzern und von Amethystgeschieben, die ich beide in den jüngeren Kieslagen bisher nicht gefunden habe. Auch dunkelbraune oolithische Hornsteine, die aus dem Muschelkalk stammen, fanden sich vereinzelt, und in einem Fall ein Porphyrgeröll. Feuersteine konnten dagegen bisher nicht nachgewiesen werden¹⁾. Es sind also im wesentlichen nur kieselige Gesteine, deren Geschiebe sich in diesen Schottern erhalten haben, die Kalke fehlen ganz darin. Die Gebiete, durch deren Abtragung diese Schotter entstanden sind, müssen daher eine besonders tiefgründige Verwitterung erlitten haben, wie schon ZIMMERMANN (1893) und J. WALTHER hervorgehoben haben²⁾.

Von den jüngeren präglazialen Saaleterrassen will ich hier ein neues Vorkommen südwestlich von Maua (Blatt Kahla) erwähnen, dessen Basis etwa bei 200 m liegt, das also zur unteren präglazialen Terrasse σ_3 gehört. Der schon von R. WAGNER erwähnte präglaziale Saalekies bei Winzerla liegt mit einer Meereshöhe von 215 m 67 m über dem Alluvium, gehört also der oberen präglazialen Terrasse (σ_2 auf Blatt Jena) an. Die Kiesgruben bei Winzerla boten im Mai 1910 gute Aufschlüsse im Hangenden dieses Kieses; z. B. lag auf dem in einer Mächtigkeit von 2 m aufgeschlossenen Saaleschotter eine 10 m mächtige Folge von Muschelkalkschutt und Lehm mit Streifen von Schwemmsand, der als Saaleabsatz zu gelten hat. Diese auffallend mächtigen Gehängebildungen, die zugleich noch Einschwemmungen von Saalesand zwischengeschaltet enthalten, entsprechen äußerlich vollkommen den von Kunitz beschriebenen Spielbergsanden und verwandten Bildungen. Es

¹⁾ Vgl. PHILIPPI: a. a. O., S. 320 oben.

²⁾ Diese Zeitschr. 1893, S. 324.

liegt deshalb nahe, anzunehmen, daß sie zeitlich entweder zu diesen selbst gehören, wie die gegenüberliegenden Sande von Lobeda, oder daß sie ähnliche Randgebilde der ersten Vereisung darstellen, wie die Kunitzer Sande für die zweite. Fossilien sind in diesen Bildungen bisher nicht gefunden worden.

Von einigem Interesse scheint mir ferner meine Entdeckung eines interglazialen Rodaschotters, der dem I. Interglazial anzugehören scheint. In der Kiesgrube auf der kleinen Anhöhe nordwestlich vom Dorfe Zöllnitz hat dieser Kies 175 m Basis und enthält viele Gerölle von Mittlerem Buntsandstein, wenige von Wellenkalk, zahlreiche Braunkohlenquarzite (z. T. große Blöcke) und seltenen Feuerstein. Dieses Vorkommen von Feuerstein in dem Kies von Zöllnitz spricht für die interglaziale Natur dieses Kieses und der gleichalterigen Saalekiese bei Jena, in denen bekanntlich bisher außer an der Mündung des gleichalterigen Leutrabaches kein nordisches Material gefunden werden konnte. Dieses Wiederauftreten des nordischen Materials im interglazialen Flußnetz südlich von Jena nach seinem scheinbaren Erlöschen bei Jena zeigt deutlich den Einfluß der Lagerung des älteren Glazials. Denn die Roda erhielt ihr glaziales Material aus dem Altglazial von Lotschen¹⁾ bei Roda oder aus dessen Umgebung, die Leutra aus der weiteren Umgebung des Mühltales²⁾.

Über die jüngere II. Interglazialterrasse soll hier nur eine allgemeine Bemerkung gemacht werden. Ich habe WAGNERS „Untere Terrasse“ in zwei etwa 10 m voneinander abstehende Terrassen zerlegt. Die Bezeichnung „ältere postglaziale Terrasse“ für die tiefere von diesen zwei Terrassen habe ich wieder aufgegeben, was ich bereits in den Erläuterungen zum Blatte Jena zum Ausdruck gebracht habe. Ich setze statt dessen II. Interglazial, so daß nur noch das „jüngere“ Postglazial als Postglazial bestehen bleibt. Dieses Postglazial ließe sich, wenn man scharf auseinander halten wollte, auch in mehrere Stufen von geringem Abstand zerlegen. Um Mißverständnisse, wie z. B. die von E. WÜST³⁾ und J. FELSCH⁴⁾ zu vermeiden, gebe ich im folgenden eine kurze Übersicht der Kiesterrassen auf dem Blatte Jena, die man allerdings auch schon aus der nebenstehenden Höhentabelle ableiten kann.

¹⁾ Jb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1904, S. 108.

²⁾ Ebenda S. 192 und Erläuterungen zum Blatte Jena, 3. Aufl., S. 53.

³⁾ N. Jb. f. Min. — Zentralbl. 1910, S. 374.

⁴⁾ Mitteil. d. Geogr. Gesellsch. zu Jena 1910, S. 57.

Mes- tisch- blatt		Pliocän?	Präglazial	Präglazial	Präglazial	I. Interglazial	II. Interglazial	Postglazial	Alluvium	Höhe über dem Alluvium
Jena	Südlich von Unter-Wöllnitz	145,7	0
-	Ostlich von Ammerbach	155	.	144	11
-	Bahneinschnitt südöstlich vom Lauenstein	170	.	.	144	26
-	Schubertsburg und Höhe westlich von der Rasenmühle	155	.	143,5	11,5
-	Glashütte Schott	195	.	.	.	143	52
-	Schießhaus, Hügelberg und Höhenweg in Wenigenjena	r	.	.	190	165	.	.	143	22
-	Galgenberg	165	.	.	143	47
-	Ostabhang des Galgenberges in Jena	153	.	143	22
-	Schillergarten in Jena	160	.	.	143	10
-	Nervenklinik	145	142	18
-	Prinzessinnengarten (Ziegelei)	160	.	.	141	4
-	Bürgerl. Straße	r	150	.	140	20
-	Südöstlich vom Munketal	140	10
-	Mündung des Gendenbachs („Hohe Saale“)	r	ca. 145	.	140	5
-	Südwestlich von Löbstedt	149	.	139	10
-	Löbstedt und Zwätzen (PASTORHS und HAGES Kiesgrube)	138	48
-	Kunitz (Galgenberg und Spielberg)	r	.	.	.	186	158—162	.	138	20—22
-	Kunitz (im Dorf)	r	142	138	4
-	Nordöstlich von Zwätzen (Sachsengrab)	149	.	138	11
-	Zwischen Kunitz und Golmsdorf	r	140	136	4
-	Südlich vom Plattenberg (Straße Zwätzen—Porstendorf)	158	.	.	136	22
-	Bahneinschnitt südwestlich von Porstendorf	139	.	135	4
-	Südlicher Plattenberg (3. Kieslager)	136	144
-	Nordwestlich vom Bahnhof Porstendorf (Felsenhohlweg)	135	135	105
-	Ostlich von Neuengonna (Kiesgrube)	240	.	.	135	134	1
-	Verbindungsweg Neuengonna—Hainichen	135	134	134
-	Nördlich vom Burgschädel	268	.	.	.	134	116
-		.	.	.	250	.	.	.	124	

Übersicht der Kiesterrassen in der Gegend von Jena.

1. **Tertiär** unbestimmter Stellung, bisher Unteroligocän, vielleicht Miocän oder Alt-Pliocän.

Quarzschotter mit ganz vereinzelt Schiefergesteinen. Tone.

Volleradisroda, Jenaer Forst, Wölmiss, Gleißberg, Isserstedt, Closewitz.
320—340 m über N.N.
2. **Diluvium**
 - a) Älteres Diluvium Jung-Pliocän z. T.

Obere, erste präglaziale Terrasse:
Quarzschotter mit nicht seltenen Schiefergesteinen, Kieselschiefern, Porphyroiden usw.

Plattenberg bei Porstendorf (= Kies des Walpersberges bei Cahla und von Pritschroda bei Orlamünde).
280 m über N.N.
 - Mittlere, zweite präglaziale Terrasse:
Saaleschotter mit viel Quarz.

Porstendorfer Kies und Höhe nördlich vom Burgschädel.
240—250 m über N.N.
 - Untere, dritte präglaziale Terrasse:
Saaleschotter mit gewöhnlichem Quarzgehalt.

Glashütte, Galgenberg.
190—195 m über N.N.
Zwätzen—Löbstedt.
186—195 m über N.N.
 - b) Jüngeres Diluvium.

Interglazial I: Saaleschotter mit gewöhnlichem Quarzgehalt.

Wenigenjena, Kunitz, Straße Zwätzen—Porstendorf.
155—165 m über N.N.

Interglazial II: Saaleschotter mit gewöhnlichem Quarzgehalt.

Schubertsburg, Schillergarten, Löbstedt nördlich von Zwätzen.
149—155 m über N.N.

Postglaziale Terrasse: Saaleschotter. Mehrere Terrassen von geringem Höhenabstand.

Prinzessinnengarten, Hohe Saale.
0—6 m über der Saale.

Ob die Auffassung der Schichten unter 1. als Miocän oder Pliocän berechtigt ist, ob diese sich vielleicht in mehrere Terrassen zerlegen lassen, und wo unter 2. a) die Grenze zwischen Pliocän und Diluvium hinzulegen ist, kann zurzeit nicht entschieden werden. Dazu ist notwendig, daß eine eingehende Untersuchung dieser Schichten in dem Landesteil stattfindet, wo sie mit dem Tertiär von Halle und Leipzig zusammenstoßen, und ferner, daß Funde über die Flora dieser Ablagerungen bzw. der ihnen eingelagerten Tone gemacht werden, die einen Schluß auf das Klima jener Zeit gestatten.

Zum Schluß seien noch einige Bemerkungen über die Tektonik der Kiese gemacht. Am Bahnhof Kamburg, an der Schubertsburg bei Jena und am Bahnhofseinschnitt bei Sulza konnte man sich überzeugen, daß die die Trias durchsetzenden Spalten die Kiese der interglazialen Terrassen in keiner Weise verschoben haben. Auch die präglazialen Terrassen scheinen in unserem Gebiet keine Verschiebungen durch Verwerfungen erlitten zu haben.

Die älteren Quarzschotter, die bisher als Unteroligocän gegolten haben, die ich aber für die Gegend von Naumburg und Jena geneigt bin, als Miocän oder Pliocän aufzufassen, differieren in ihrer Höhenlage um 80 m. Ich möchte diese Unterschiede durch die Annahme von mehreren Terrassen eines Flusses erklären. E. PHILIPPI¹⁾ hat die Hochflächen Thüringens, auf denen diese alten Quarzschotter meist liegen, zu einer „präoligocänen Landoberfläche“ vereinigt und aus ihrem Vorhandensein den Schluß gezogen, daß auch die Störungen im Untergrunde dieser Landoberfläche präoligocän seien. Zur Erklärung der verschiedenen Höhenlagen dieser Quarzschotter nimmt PHILIPPI an, daß mit der „Hebung“ dieser Schotter „Dislokationen, von allerdings nicht sehr großer Bedeutung in Verbindung standen.“ Hierzu bemerke ich, daß auf Blatt Naumburg²⁾ diese Tone und Kiese taschenförmig in den Muschelkalk eingreifen, und zwar besonders da, wo kleine Verwerfungen den Muschelkalk durchsetzen. Keineswegs hat hier aber eine Verschiebung der Quarzschotter stattgefunden, und ich habe deshalb angenommen, daß jene kleinen Verwerfungen älter sind als die Quarzschotter und Tone. Bei Jena ist keine unmittelbare Beziehung zwischen den vorhandenen Verwerfungen und diesen Ablagerungen erkennbar. Nur bei Laasan liegt tertiärer Quarzsand in einer Kluft des Unteren Muschelkalkes, ohne daß eine

¹⁾ Diese Zeitschr. 62, 1910, S. 309.

²⁾ Erläuterungen zu Blatt Naumburg, 2. Aufl.

Schichtenverschiebung erkennbar wäre. Außerdem läßt sich die verschiedene Höhenlage der Quarzschotter und Tone völlig ungezwungen durch Annahme von Flußterrassen erklären, und ich möchte solche Dislokationen deshalb nicht annehmen, weil die unsere Kiese umgebenden Muschelkalkschichten, die meist sehr gut aufgeschlossen sind, solche tatsächlich nicht erkennen lassen. A. v. KOENEN¹⁾ hat mit Recht gegen PHILIPPIS Ansichten geäußert, daß diese Kiese in Thüringen ja auch wie die in Hessen, Hannover usw. über marinem Oberoligocän auftretenden Kiese, Sande und Tone miocän sein könnten.

Der wichtige Schluß, den PHILIPPI aus der Lagerung der sogenannten Oligocänkiese zieht, daß nämlich die Thüringer Störungen größtenteils präoligocän seien, scheint also deshalb etwas verfrüht, weil das Alter der bisher in Thüringen als Oligocän angesehenen Kiese noch keineswegs feststeht, indem diese Ablagerungen mit einiger Wahrscheinlichkeit auch dem Miocän oder dem älteren Pliocän zugewiesen werden können, wodurch die Frage nach den Beziehungen zwischen dieser Landoberfläche und den Störungen eine ganz andere Beleuchtung erfahren würde, als sie in der PHILIPPISCHEN Auffassung enthalten ist.

Wenn ich hiermit auf die Unsicherheit der Altersbestimmung dieser Ablagerungen aufmerksam gemacht habe, so möchte ich den Wunsch aussprechen, daß es vielleicht durch glückliche Fossilfunde bald gelingen möge, diese Verhältnisse klarzustellen.

¹⁾ A. v. KOENEN.

6. Über altquartäre Ostracoden, insbesondere über die Ergebnisse einer Untersuchung der Ostracodenfauna des Interglazials von Dahnsdorf bei Belzig und Frankfurt a. d. O.

Von Herrn HUCKE in Berlin-Friedenau.

Hierzu Tafel VI.

Eine genaue Kenntnis der altquartären Lebewelt ist nicht nur zoologisch von allergrößtem Interesse, weil die Erklärungsversuche über die Herkunft der rezenten Fauna und Flora vielfach an die diluvialen Verhältnisse anknüpfen, sondern auch vom Standpunkte des Paläontologen und Stratigraphen höchst wünschenswert. Während nun aus den angeführten Gründen zum Beispiel die Mollusken und teilweise auch die Pflanzen des Diluviums den Gegenstand zahlreicher Untersuchungen bilden, sind bisher die Ostracoden trotz ihres häufigen Auftretens in diluvialen Ablagerungen — wie auch schon anderweitig hervorgehoben wurde — wenig beachtet worden. Im folgenden sollen daher zunächst die Ergebnisse einer Untersuchung der Interglazialschichten von Dahnsdorf bei Belzig und Frankfurt a. d. O. auf Ostracoden mitgeteilt und dann kurz über die Resultate ähnlicher Arbeiten zusammenfassend berichtet werden.

Zur Gewinnung der Ostracodenschalen von Dahnsdorf und Frankfurt a. d. O. wurde das Material geschlämmt und aus dem Rückstande die Fossilien herausgelesen. Die Bestimmung gestaltete sich nicht immer ganz einfach, da der Erhaltungszustand verschiedentlich zu wünschen übrig ließ. Im allgemeinen haben sich die Ostracoden aus Frankfurt besser erhalten als die Dahnsdorfer, aber die Frankfurter Fauna ist bedeutend monotoner. Ist es in manchen Fällen schon bei rezenten Ostracoden mißlich, ohne die Zuhilfenahme der Gliedmaßen aus der Beschaffenheit der Schale allein eine zuverlässige Bestimmung durchzuführen, so gestaltet sich die Identifizierung bei fossilen Formen oft noch schwieriger, da viele Kennzeichen wie Borsten, Zähnchen oder die Pigmentierung und der gelegentlich vorkommende Perl-

mutterglanz fehlen. Die Muskeleindrücke, deren Lage, Zahl und Form ein wichtiges Hilfsmittel der Determination bilden, sind oft schwer oder gar nicht zu erkennen. Die folgenden Bestimmungen sind auf Grund relativ gut erhaltener Exemplare in den meisten Fällen nach G. W. MÜLLER, Deutschlands Süßwasserostracoden (Zoologica, H. 30; Stuttgart 1900) erfolgt. Die beigegebenen Abbildungen wurden nach Kanadabalsampräparaten auf photographischem Wege gewonnen.

I. Süßwasserkalk von Dahnsdorf bei Belzig.

Der Dahnsdorfer interglaziale Süßwasserkalk, den WAHNSCHAFTE dem Interglazial II zuweist, ist in der Nähe der Komthurmühle östlich Dahnsdorf zu beiden Seiten der Chaussee Dahnsdorf—Niemegk durch mehrere Gruben im Walde aufgeschlossen. Eine ausführliche Liste der in diesem Kalk vorkommenden organischen Reste wurde von KEILHACK, STOLLER, SCHMIERER und MENZEL aufgestellt¹⁾. Im Schlämmrückstande fanden sich an Fossilien, die nicht in der erwähnten Liste enthalten sind: Eikapseln und verkalkte Stengelstücke von *Chara* sowie die folgenden Ostracoden.

1. *Candona parallela* G. W. MÜLLER. Taf. VI, Fig. 1.
Häufig. Länge 0,87 mm. Auffallend ist bei manchen Exemplaren eine eigenartige netzförmige Schalenstruktur, die bei den rezenten Vertretern dieses Spezies zu fehlen scheint. Lebend beobachtet bei Osnabrück und Greifswald in flachen, im Sommer austrocknenden Gräben.

2. *Candona balatonica* DADAY-G. W. MÜLLER. Taf. VI, Fig. 2.

Selten. Länge 1,1 mm. Lebend beobachtet im Senzig- und Oderbergersee bei Berlin und bei Greifswald in einem flachen Wiesentümpel.

3. *Candona protzi* HARTWIG. Taf. VI, Fig. 3.

Selten. Länge 0,9 mm. Die Bestimmung gründet sich hauptsächlich auf die für diese Art so charakteristische Parallelität des Innenrandes mit dem äußeren Schalenrand. Lebend beobachtet bei Berlin und Greifswald in morastigen Gräben.

4. *Paracandona euptectella* BRADY-NORMAN. Fig. 4.

Sehr selten. Länge 0,6 mm. Lebend gefunden im Sölkenmoor bei Greifswald, im Grunewaldsee bei Berlin und im Dümmer bei Osnabrück; ferner bei Hamburg und in England.

¹⁾ Abgedruckt in WAHNSCHAFTE: Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, Stuttgart 1909, S. 297—299.

5. *Cyclocypris laevis* O. F. MÜLLER.

Selten. Länge 0,5 mm. Lebend sehr häufig, besonders in vegetationsreichen Gewässern, die im Sommer nicht austrocknen; Deutschland, Dänemark, England. Fossil im Pleistocän von England und Schottland nach BRADY, CROSSKEY und ROBERTSON¹⁾.

6. *Limnocythere incisa* DAHL. Taf. VI, Fig. 8.

Häufig. Länge 0,69 mm. Rezent bei Berlin, Osnabrück und in England gefunden.

Diese Art ist sehr nahe verwandt mit *Limnocythere inopinata* BAIRD, von der sie sich nur durch das völlige Fehlen der Warzen unterscheidet. Verschiedentlich wird daher *L. incisa* nur als Varietät von *L. inopinata* aufgefaßt. Letztere kommt lebend in Deutschland, Großbritannien, Irland, Norwegen und der Schweiz vor; fossil wurde sie zusammen mit *Ilyocypris gibba* RAMDOHR und *Cytheridea torosa* JONES im Interglazial von Crofthead bei Glasgow beobachtet²⁾.

7. *Metacypris cordata* BRADY-ROBERTSON. Taf. VI, Fig. 5.

Selten. Länge 0,5 mm. Lebend an flachen Seeufern bei Berlin und Osnabrück, verschiedentlich auch in England gefunden. Fossil im Diluvium von Wepritz s. u.

8. *Darwinula stevensoni* BRADY-ROBERTSON. Taf. VI, Fig. 6.

Sehr häufig, bildet etwa 90 Proz. aller im Dahnsdorfer Interglazial vorkommenden Ostracoden. Länge 0,7 mm. Rezent sehr weit verbreitet: Deutschland, Böhmen, Ungarn, Holland, England. Fossil im Diluvium von Wepritz (s. u.) und in England bei Whittlesea „in an old lacustrine deposit, which is overlaid by five or six feet of marl“³⁾.

II. Süßwassermergel von Frankfurt a. d. O.

Aus der MENDESchen Ziegeleigrube in der Lebuser Vorstadt von Frankfurt a. d. O. beschrieb ROEDEL⁴⁾ 1897 ein Diluvialprofil, dessen Schichten zum Teil fossilführend waren. Genauere Mitteilungen über dies Vorkommen verdanken wir KEILHACK⁵⁾.

¹⁾ BRADY, CROSSKEY and ROBERTSON: A monograph of the post-tertiary Entomostraca of Scotland usw., London 1874, S. 126.

²⁾ Ebenda, S. 173.

³⁾ Ebenda, S. 141.

⁴⁾ Helios, Organ des naturw. Vereins des Regierungsbez. Frankfurt a. d. O., XIV, S. 101—104.

⁵⁾ Erläuterungen zu Blatt Frankfurt a. d. O. der geologisch-agronomischen Karte von Preußen, Lieferung 121, Berlin 1903.

Es liegt zweifellos eine interglaziale Ablagerung vor; eine sichere Angabe aber über das Alter läßt sich nicht machen. WAHNSCHAFTE stellt die fragliche Schicht mit Vorbehalt ins Interglazial II.

Herr ROEDEL in Frankfurt a. d. O. übersandte mir auf meine Bitte freundlichst eine Probe des Mergels. Es fanden sich darin neben einem gut erhaltenen Zahn von *Esox lucius* drei Arten Ostracoden.

1. *Ilyocypris bradyi* G. O. SARS. Taf. VI, Fig. 7.

Sehr selten. Länge 0,9 mm. Lebend in ganz Deutschland verbreitet, doch selten.

2. *Limnocythere incisa* DAHL. Taf. VI, Fig. 8.

Selten. Länge 0,6 mm. Über das sonstige Vorkommen dieser Art s. o.: Interglazial von Dahnsdorf, Nr. 6.

3. *Cytheridea torosa* JONES var. *littoralis* BRADY. Fig. 9—11.

Sehr häufig, etwa 99 Proz. aller Schalen des Schlämmrückstandes bildend. Länge 1,1 mm. Viele Jugendformen. *Cytheridea torosa* JONES ist leicht kenntlich an einem langen gekrümmten Stachel an der hinteren unteren Ecke der Schale. Sehr selten stehen an dieser Stelle auch zwei Stacheln. Außerdem zieren gelegentlich 3—4 kürzere Stacheln den vorderen Schalenrand.

Es liegt die Form vor, welche BRADY¹⁾ 1866 als *Cytheridea torosa* JONES, BRADY, CROSSKEY und ROBERTSON²⁾ 1874 als *C. torosa* JONES var. *teres* beschrieben. Die obige Bezeichnung, *C. torosa* JONES var. *littoralis* BRADY, ist gewählt worden, weil G. W. MÜLLER, der die Ostracoden der WÜSTschen Untersuchungen (s. u.) bestimmte, diesen Namen gewählt hat. Herr WÜST in Kiel besaß die Güte, mir einen Teil seines Materials zum Vergleich zu übersenden, und so gelang es mir, die Identität der vorliegenden Frankfurter Form mit der *C. torosa* JONES var. *littoralis* der Arbeiten WÜSTs zweifellos festzustellen. Es besteht außer dieser Form nämlich noch eine zweite, höckrige, die typische *Cytheridea torosa* JONES, die aber im Frankfurter Interglazial nicht vorkommt. Beide sind wahrscheinlich nur Modifikationen derselben Art, und zwar bezeichnet WÜST *C. torosa* JONES *typica* als die Varietät des süßen, *C. torosa* var. *littoralis* als die des salzigen Wassers. Das fossile Vorkommen der letztgenannten Abart zusammen

¹⁾ G. S. BRADY: A monograph of the recent British Ostracoda. Trans. Linn. Soc. XXVI, S. 425, Taf. 28, Fig. 7—12.

²⁾ BRADY, CROSSKEY and ROBERTSON: A. a. O., S. 178, Taf. 7, Fig. 1 und 2.

mit *Cyprinotus salina* BRADY und *Hydrobia ventrosa* MONT. im Salzkekies von Benkendorf im Mansfeldischen Hügellande und allein an anderen Stellen veranlaßte WÜST zu der sicher berechtigten Annahme „diluvialer Salzstellen im deutschen Binnenlande“¹⁾. Ich halte es aber für voreilig, aus der Anwesenheit von *C. torosa* JONES var. *littoralis* im Frankfurter Interglazial zu folgern, daß sich hier ebenfalls im Diluvium eine Salzstelle befunden habe. Zwar äußern sich BRADY, CROSSKEY und ROBERTSON²⁾ folgendermaßen über die Brauchbarkeit von *C. torosa* JONES (gemeint ist unsere var. *littoralis*) als Brackwasserindikator: „The presence of *Cytheridea torosa* or *Lox-concha elliptica* may be taken as an almost certain indication of more or less brackish water; it is seldom that either species is found living in quite fresh or indiluted seawater,“ und weiter an einer anderen Stelle³⁾: „*C. torosa* is usually an inhabitant of brackish water, where it is found living in immense numbers, the situations which it haunts being chiefly salt marshes and muddy estuaries. It has, however, though very rarely, been found in quite fresh water, and more frequently in shallow littoral situations exposed to purely marine influences; but in neither of this latter cases does it ever occur very abundantly.“ *C. torosa* kommt aber im Frankfurter Interglazial in ungeheuren Mengen vor! Ferner faßt O. v. LINSTOW seine interessanten Untersuchungen über Salzflora und Tektonik⁴⁾ dahin zusammen, daß die salzhaltigen Lösungen, die aus dem Zechstein oder Röt stammen, zunächst in die hangenden tertiären Sande gelangen, dann auf tektonisch entstandenen Spalten (vielleicht miocänen Alters) den Septarienton durchbrechen und endlich da zutage treten, wo die quartäre Decke nur eine geringe Mächtigkeit besitzt. Diese Bedingungen sind bei Frankfurt a. d. O. sämtlich erfüllt. Denn Röt steht 50 km westlich in Rüdersdorf zutage an; die Zechsteinformation ist als gewaltiges Salzlager ebendort und bei Sperenberg erbohrt; der Septarienton wurde bei der Kartierung des Blattes Frankfurt an sieben Punkten nachgewiesen, und endlich ist die quartäre Deckschicht an der fraglichen Stelle äußerst dünn. Dazu kommt der Nachweis

¹⁾ Siehe Globus, 84, S. 137 und Zentralblatt für Mineralogie 1902, S. 107.

²⁾ BRADY, CROSSKEY and ROBERTSON: A. a. O., S. 117.

³⁾ Ebenda, S. 179.

⁴⁾ O. v. LINSTOW: Salzflora und Tektonik in Anhalt, Sachsen und Brandenburg. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1910, 31, Teil II, Heft 1, S. 33–34.

einer starken Störung in der Lagerung des Frankfurter Tertiärs. O. v. LINSTOWS Untersuchungen¹⁾ ergaben, abgesehen von der glazialen Abrasion, eine mittelmioäne oder pliocäne Faltung durch nord-südlich verlaufenden Tangentialdruck sowie spätere, vielleicht interglaziale, ausgedehnte Überschiebungen und Verwerfungen von großer Sprunghöhe ebenfalls tektonischen Ursprungs. Dementsprechend liegt das Vorhandensein einer diluvialen Salzstelle im Gebiete des heutigen Frankfurts durchaus im Bereiche der Möglichkeit, zumal auch Salzlösungen, falls Röt- oder Zechsteinsalze im Untergrunde Frankfurts nicht vorhanden sein sollten, was sich wegen des Mangels an geeigneten Bohrungen zurzeit nicht feststellen läßt, sicherlich, wie O. v. LINSTOW angibt, in durchlässigen Schichten zwischen Salz und Ton weithin verfrachtet werden können.

Diesen Erwägungen steht entgegen, daß *C. torosa* var. *littoralis* gelegentlich auch in süßem Wasser anzutreffen ist, und daß ferner nach den gütigen Mitteilungen von Herrn ROEDEL heute eine auf einen engeren Bezirk (Salzstelle) beschränkte Salzflora weder bei Frankfurt selbst noch in seiner weiteren Umgebung existiert. Es wäre aber möglich, daß die Abrasionskräfte der letzten Vereisung etwaige Spalten im Septarienton, die im Interglazial II noch vorhanden waren, geschlossen haben.

Wir können wohl das Ergebnis der obigen Ausführungen dahin zusammenfassen, daß zwar ein stark begründeter Verdacht auf das Vorhandensein einer diluvialen Salzstelle bei Frankfurt a. d. O. besteht, andererseits aber noch weitere Momente abgewartet werden müssen, die diese Vermutung zur Gewißheit erheben — oder ihre Haltlosigkeit beweisen. Leider sind die Schichten, denen das von mir untersuchte Material entstammt, dem Abbau zum Opfer gefallen. Doch wurden neuerdings wiederholt fossilienführende Diluvialschichten²⁾ bei Frankfurt aufgefunden, so daß die vorliegende Frage vielleicht doch noch entschieden werden kann.

Im übrigen finden sich über das sonstige Vorkommen von *Cytheridea torosa* die folgenden Angaben: Schwentinemündung bei Kiel (DAHL) und Außenwiese bei Borkum (VAVRA) in vollkommen süßem Wasser³⁾. Ob es sich hierbei aber um die

¹⁾ Vgl. Erläuterungen zu Blatt Frankfurt a. d. O.: Die bergbaulichen Verhältnisse.

²⁾ ROEDEL: Neue geologische Beobachtungen bei Frankfurt a. d. O. Helios, XXVI, 1910, S. 24. — NICKEL: Geologische Ausflüge in Frankfurt a. d. O. und Umgebung. Programmabhandlung des Realgymnasiums zu Frankfurt a. d. O. 1906, S. 29.

³⁾ BRAUER: Die Süßwasserfauna Deutschlands, Heft 11, S. 117.

littoralis-Form handelt, steht dahin. Mit Sicherheit beobachtet wurde die vorliegende (Salzwasser-)Form im salzigen Mansfelder See und im Genist der Zorge (Südharz), welche Zechsteingebiete entwässert. In meiner Sammlung befinden sich Exemplare der typischen Form (nicht var. *littoralis*!) von Schwarzort aus dem Kurischen Haff. Außerhalb Deutschlands wird *C. torosa* erwähnt aus Norwegen, Großbritannien, Irland, Levante, Asowschem Meer¹⁾. — Fossil beobachtet, abgesehen von den weiter unten erwähnten Lokalitäten, im Interglazial von Crofthead bei Glasgow, bei Cardiff in Gemeinschaft mit *Scrobicularia piperata*, in einer postglazialen Schicht bei Drip Bridge, Stirling (Schottland) und bei Portrush (Irland) in einer gehobenen Strandablagerung unter anderen Resten einer Fauna, die der rezenten gleicht²⁾.

III. Wepritz bei Landsberg a. d. W.

Die von Wepritz erwähnten fossilen Ostracoden³⁾ fanden sich unter einer Mergelsandbank in einem mittel- bis grobkörnigen Sande. Herr KORN, der die Freundlichkeit hatte, mir die betreffenden Schalenreste zur Ansicht zu übergeben, hält die Fundschicht nur mit Vorbehalt für ein echtes Interglazial. Bei der Durchsicht der in Präparatengläschen trocken aufbewahrten Ostracoden konnte ich feststellen, daß die Bestimmungen teilweise sehr unsicher, zum Teil aber auch irrtümlich sind. Es liegen vor:

1. *Candona candida* O. F. MÜLLER-VAVRA.
2. *Ilyocypris gibba* RAMDOHR.
3. *Metacypris cordata* BRADY-ROBERTSON.

Das Etikett lautet auf *Cypris Joanna* BAIRD. Es handelt sich aber um dieselbe Spezies, die in Dahnsdorf (Nr. 7) gefunden wurde. BRADY⁴⁾ druckt die BAIRDSche Diagnose von *C. Joanna* ab; er konnte diese Spezies nicht wieder auffinden und vermutet in ihr eine Varietät von *Cyclocypris laevis* O. F. MÜLLER.

4. *Darwinula stvensoni* BRADY-ROBERTSON.

Das Etikett gibt an: *Paracypris recta* REUSS²⁾, die fragliche Spezies ist aber nach der Form und den außerordentlich charakteristischen Muskelabdrücken ganz unverkennbar *D. stvensoni*.

¹⁾ BRADY, CROSSKEY and ROBERTSON: A. a. O., S. 179.

²⁾ Ebenda.

³⁾ Erläuterungen zu Blatt Hohenwalde der geologisch-agronomischen Karte von Preußen, Lieferung 118, Berlin 1906, S. 20.

⁴⁾ G. S. BRADY: A. a. O., S. 375.

Die außerdem von Wepritz als *Bairdia intermedia* REUSS = *punctatella* BOSQUET?, *Cypris detecta* MÜLLER = *Candona detecta* BAIRD und *Cypris reptans* BAIRD? bestimmten Reste müssen wohl außer Betracht bleiben, da die Identifizierung, wie ich mich überzeugte, infolge schlechter Erhaltung auf die größten Schwierigkeiten stößt, wenn nicht unmöglich ist.

IV. Interglazialer Ton von Oldesloe.

(Bohrloch des Hamburger Kinderpflegeheims; 35,8 m bis 37,0 m.)

Es handelt sich nach RANGE¹⁾ um einen grünlichgrauen Ton, der zwischen zwei Geschiebemergeln liegt und die Ablagerung einer schwach brackischen Bucht darstellt. An Ostracoden werden erwähnt:

1. *Pontocypris mytiloides* NORMAN, eine marine Form, rezent aus Norwegen, Großbritannien und Irland, fossil aus gehobenen Strandablagerungen und glazialen Tönen von Schottland und Irland bekannt²⁾).

2. *Cytheridea torosa* JONES.

V. Valvatenmergel von Memleben a. d. Unstrut.

Der Mergel bildet nach WÜST³⁾ eine Einlagerung in einem diluvialen Unstrutkies und dürfte interglazial sein. Gefundene Ostracoden:

- | | |
|--|-----------------------------|
| 1. <i>Candona weltnerii</i> HARTWIG. | } Wenige Schalen. |
| 2. <i>C. neglecta</i> SARS. | |
| 3. <i>C. balatonica</i> DADAY-G. W. MÜLLER?? | |
| 4. <i>C. pubescens</i> KOCH ap. VAVRA? | |
| 5. <i>C. fallax</i> G. W. MÜLLER? | |
| 6. <i>C. deveza</i> KAUFMANN? | } Mäßig zahlreiche Schalen. |
| 7. <i>Ilyocypris gibba</i> RAMDOHR. | |
| 8. <i>I. bradyi</i> G. O. SARS. | } Wenige Schalen. |
| 9. <i>Cyprinotus salina</i> BRADY sp. | |
| 10. <i>Cypris reptans</i> BAIRD. | } Zahlreiche Schalen. |
| 11. <i>Cytheridea torosa</i> JONES var. <i>littoralis</i> BRADY. | |

¹⁾ P. RANGE: Das Diluvialgebiet von Lübeck und seine Dryastone. Zeitschr. f. d. ges. Naturw., 76, 1903, S. 190.

²⁾ G. S. BRADY: A. a. O., S. 385.

³⁾ WÜST: Diluviale Salzstellen im deutschen Binnenlande. Globus 84, 1903, S. 137. — Derselbe: Ein pleistocäner Valvatenmergel mit Brackwasserostracoden bei Memleben a. d. Unstrut. Zentralbl. Min. 1903, S. 586.

VI. Unstrutkies von Bottendorf bei Roßleben.

Die Fundschicht ist nach WÜST¹⁾ nicht glazial, aber jünger als die erste Vereisung Thüringens; spätestens wurde sie gegen Ende des Diluviums abgelagert. — Ostracodenfauna:

1. *Candona neglecta* SARS. Bruchstück einer Schale.
2. *C. elongata* BRADY-NORMAN (= *caudata* KAUFMANN?).

Vier Schalen, deren Bestimmung ziemlich unsicher ist.

3. *Cyclocypris laevis* O. F. MÜLLER-VAVRA. Eine verletzte Schale.

4. *Cypris reptans* BAIRD. Zwei Schalen von Larven, deren Bestimmung nicht sicher ist.

- | | |
|---|-----------------------------|
| 5. <i>Cytheridea torosa</i> JONES (typische Form mit Höckern). | } Die Mehrzahl der Schalen. |
| 6. <i>C. torosa</i> JONES var. <i>littoralis</i> BRADY (glatte Form). | |

VII. Salzkekies von Benkendorf im Mansfeldischen Hügellande. Interglazial II.

Der Kies enthält Organismen, die zum Teil Brackwasserformen sind²⁾. Dazu gehören auch zwei der folgenden Ostracoden:

1. *Cyprinotus salina* BRADY. Etwas kleiner als die typische Form.
2. *Cytheridea torosa* JONES.
3. *C. torosa* JONES var. *littoralis* BRADY.

VIII. Ilmkies von Süßenborn bei Weimar. Interglazial I.³⁾

Die Kenntnis von den fossilen Ostracoden dieser sowie der beiden folgenden Schichten verdanke ich Herrn WÜST, der mir ein nicht veröffentlichtes Manuskript über pleistocäne Ostracoden gütigst zur Einsicht übersandte.

1. *Eurycypris pubera* O. F. MÜLLER sp. Vielleicht hierher gehörende Schalen von Larven.
2. *Cypris reptans* BAIRD. Ein Schalenbruchstück.

¹⁾ WÜST: Ein pleistocäner Unstrutkies mit *Corbicula fluminalis* MÜLL. sp. und *Melanopsis acicularis* FÉR. in Bottendorf bei Roßleben. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. **75**, 1902, S. 221. — Derselbe: Diluviale Salzstellen im deutschen Binnenlande. Globus **84**, 1903, S. 137.

²⁾ WÜST: Zeitschr. f. d. ges. Naturw. **74**, 1901, S. 65.

³⁾ WÜST: Abh. d. naturf. Ges. zu Halle XXIII, 1901, S. 46 (62).

**IX. Kalktuff von Bilzingsleben bei Kindelbrück.¹⁾
Interglazial II oder jüngerer Horizont.²⁾**

Cypris reptans BAIRD.

**X. Saalekies von Uichteritz bei Weißenfels.³⁾ Inter-
glazial II oder jüngerer Horizont.**

Nach WAHNSCHAFTE⁴⁾ Interglazial II.

Cypris reptans BAIRD.

XI. Altdiluviales Torflager in den Stuttgarter Anlagen.

SIEBER⁵⁾ zählt von hier folgende Ostracoden auf:

1. *Candona neglecta* SARS.
2. *C. pubescens* KOCH. Bestimmung nicht ganz sicher.
3. *Cyprinotus salina* BRADY. Sehr zahlreich. Kommt auch massenhaft in den Ablagerungen des Cannstatter Mammutfeldes vor.
4. *Cypris reptans* BAIRD.

XII. Die Ostracoden des Dryashorizontes.

RANGE⁶⁾ zählt aus der Dryaszeit von Schweden und hauptsächlich Dänemark folgende Formen auf:

1. *Candona candida* O. F. MÜLLER-VAVRA.
2. *Ilyocypris gibba* RAMDOHR.
3. *I. bradyi* G. O. SARS.
4. *Cyclocypris globosa* G. O. SARS.
5. *C. laevis* O. F. MÜLLER-VAVRA.
6. *Cytheridea lacustris* SARS.
7. *C. torosa* JONES.
8. *Limnocythere St. Patricii* BRADY-ROBERTSON.
9. *L. inopinata* BAIRD.

¹⁾ WÜST: Zeitschr. f. d. ges. Naturw. **74**, 1901, S. 72. — Derselbe: Ebenda **75**, 1903, S. 237.

²⁾ WÜST: Diese Zeitschr. 1902, S. 23.

³⁾ WÜST: Zeitschr. f. d. ges. Naturw. **74**, 1901, S. 65.

⁴⁾ WAHNSCHAFTE: A. a. O., S. 333.

⁵⁾ GEYER: Die fossilen Mollusken des altdiluvialen Torflagers in den Stuttgarter Anlagen. Württ. Naturw. Jahresh. **65**, 1909, Anhang, S. 91—92.

⁶⁾ RANGE: A. a. O., S. 239.

Endlich erwähnt U. STEUSLOFF¹⁾ aus den Torf- und Wiesenkalkablagerungen des Rederang- und Moorseebeckens (Mecklenburg) das Vorkommen von Ostracodenschalen, leider ohne genauere Bestimmung der einzelnen Spezies.

Zum Schlusse sei eine übersichtliche Zusammenstellung aller obengenannten Ostracoden angefügt.

	Dahnsdorf	Frankfurt a. O.	Wepritz	Oldesloe	Memleben	Bottendorf	Benkendorf	Süßenborn	Bilzingsleben	Uichteritz	Stuttgart	Dryashorizont
I. Cypridae.												
<i>Candona candida</i> O. F. MÜLLER-VAVRA			+									+
<i>C. weltnerii</i> HARTWIG					+							
<i>C. neglecta</i> SARS					+	+					+	
<i>C. parallela</i> G. W. MÜLLER	+											
<i>C. balatonica</i> DADAY	+				?							
<i>C. pubescens</i> KOCH					?						?	
<i>C. fallax</i> G. W. MÜLLER					?							
<i>C. devexa</i> KAUFMANN					?							
<i>C. elongata</i> BRADY-NORMAN						?						
<i>C. protzi</i> HARTWIG	+											
<i>Paracandona euplectella</i> BRADY-NORMAN	+											
<i>Ilyocypris gibba</i> RAMDOHR			+		+							+
<i>I. bradyi</i> G. O. SARS			+		+							+
<i>Cyclocypris globosa</i> G. O. SARS												+
<i>C. laevis</i> O. F. MÜLLER-VAVRA	+					+						+
<i>Eurycypris pubera</i> O. F. MÜLLER								?				
<i>Cyprinotus salina</i> BRADY					+	?	+				+	
<i>Cypris reptans</i> BAIRD			?		+			+	+	+	+	
<i>Pontocypris mytiloides</i> NORMAN				+								
II. Cytheridae.												
<i>Cytheridea lacustris</i> SARS												+
<i>C. torosa</i> JONES				+		+	+					+
<i>C. torosa</i> JONES var. <i>littoralis</i> BRADY		+			+	+	+					
<i>Limnocythere St. Patricii</i> BRADY-ROBERTSON												+
<i>L. incisa</i> DAHL	+	+										
<i>L. inopinata</i> BAIRD												+
<i>Metacypris cordata</i> BRADY-ROBERTSON	+		+									
III. Darwinulidae.												
<i>Darwinula stevensoni</i> BRADY-ROBERTSON	+		+									

¹⁾ STEUSLOFF: Arch. d. Ver. d. Freunde d. Nat. in Mecklenburg, Jahrg. 59, 1905, II. Abt., S. 147.

7. Studien über den Aufbau und die Gesteine Madeiras.

Von Herrn C. GAGEL in Berlin.

(Hierzu Tafel VII—XI und 29 Textfiguren.)

Inhalt.

	Seite
Vorwort	344
Literatur	347
1. Der Aufbau der Insel	348
2. Erosionserscheinungen	362
3. Alter der Insel	364
4. Schlacken, Aschen, Tuffe, Tuffite	367
5. Kurze Beschreibung der Tiefengesteine und ihrer Lagerungs- verhältnisse	371
6. Vergleich der Essexite Madeiras mit denen von La Palma	396
7. Analysen der Tiefengesteine	399
8. Beschreibung und Analyse der Olivinfelsbomben	402
9. Ganggesteine	410
10. Allgemeine Schilderung der Ergußgesteine	417
11. Kurze Beschreibung der analysierten Typen und Analysen der Ergußgesteine	428
12. Diskussion der Analysenergebnisse und Vergleich mit verwandten Gesteinen benachbarter Gebiete	451
13. Absonderungsformen der Ergußgesteine	477
14. Gesteine von Porto Santo	480

Vorwort.

Im Sommer 1903 hatte ich Gelegenheit, praktisch bergmännischer Untersuchungen halber die Insel Madeira ziemlich genau kennen zu lernen und kreuz und quer zu durchstreifen.

Das wesentlichste wissenschaftliche Ergebnis meiner damaligen Beobachtungen schien mir der Nachweis zu sein, daß die vollkrystallinen Gesteine, die im Norden der Insel bei Porto da Cruz in sehr geringer Meereshöhe anstehen und die früher als „Hypersthenite“ beschrieben waren und für das alte Grundgebirge der Insel angesehen wurden, nicht die höchsten Spitzen eines älteren Grundgebirges sein könnten, sondern offenbar ganz junge Intrusionen innerhalb der jungvulkanischen Effusivgesteine waren.

Durch genauere mikroskopische Untersuchungen an meinem Material wies dann Herr FINCKH nach, daß diese vollkrystallinen Gesteine zur Familie der Essexite gehörten und die Tiefengesteine zu den in großer Verbreitung auf der Insel vorhandenen und durch einen wesentlichen Gehalt an alkalihaltigen Hornblenden ausgezeichneten Trachydoleriten und nephelinbasanitartigen Gesteinen darstellten.

Mit Hilfe eines Stipendiums der Karl-Ritter-Stiftung der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin war es mir dann vergönnt, im Jahre 1907 zum zweiten Male nach Madeira zu gehen und die sich aus meinen früheren Beobachtungen ergebenden Fragen zu untersuchen und zu verfolgen.

Endlich wurde mir infolge des mich zu lebhaftem Dank verpflichtenden Entgegenkommens von Herrn WALTHER in Halle a. S. die ziemlich reiche Sammlung von Madeiragesteinen zugänglich, die K. v. FRITSCH im Jahre 1862 bei seinen monatelangen Studien dort gesammelt hatte und die seit jener Zeit noch unausgepackt im Museum in Halle sich befanden; ebenso durfte ich die STÜBELSCHEN Sammlungen, die im Grassimuseum in Leipzig liegen, durchsehen und z. T. genauer studieren, wofür ich Herrn BERGT zu großem Dank verpflichtet bin.

Auf Grund dieses sehr reichen und umfassenden Materials, von dem eine sehr große Anzahl Analysen und weit über 250 Dünnschliffe vorliegen, sind die Bestimmungen über den petrographischen Charakter und die stoffliche Beschaffenheit der Gesteine dieses großen und einheitlich aufgebauten Vulkangebietes hergeleitet.

Die petrographische Bestimmung der Gesteine auf Grund mikroskopischer Untersuchung der Dünnschliffe, wesentlich an meinem 1903 gesammelten Material und an einem Teil der v. FRITSCHSCHEN und STÜBELSCHEN Sammlungen ist von Herrn L. FINCKH ausgeführt, dem ich dafür zu Dank verpflichtet bin.

Herr FINCKH hat zuerst den trachydoleritischen Charakter des größten Teils der gefundenen Erguß-Gesteine erkannt.

Der größere Teil meines Materials vom Jahre 1907 ist nicht mehr von Herrn FINCKH untersucht, sondern (ebenso wie ein sehr erheblicher Teil des v. FRITSCHSCHEN Materials) von mir selbständig auf Grund der zahlreichen Analysen und durch makroskopischen und mikroskopischen Vergleich mit den charakteristischen Gesteinen anderer Vulkangebiete, durch Vergleich mit den früher von Herrn FINCKH untersuchten Gesteinen Madeiras sowie durch Vergleich mit den entsprechenden, ebenfalls von Herrn FINCKH bestimmten Gesteinen aus der Caldera von La Palma bestimmt worden.

Da ich aus der Zeit, wo ich mit Herrn FINCKH noch zusammen an dem Madeiramaterial arbeitete, von diesem nur die Gesteinsdiagnosen: Essexit, Trachyt, Trachydolerit, Nephelinbasanit, Basalt usw. sowie ganz allgemein gehaltene Angaben über die Vorkommen von Orthoklas, Barkewikit, Katophorit, Arfvedsonit, Nephelin, Analcim in gewissen Gruppen der von ihm untersuchten Gesteine, aber nicht in bestimmten Handstücken oder Schliffen erhalten habe, ich andererseits durch gewisse Umstände, deren Diskussion an dieser Stelle sich erübrigt, genötigt war, die Schliffe nachher selbst durchzuarbeiten, ohne sie anderen Kollegen zeigen zu dürfen — nur drei der Schliffe haben auch Herr KÜHN und SCHEIBE noch durchgesehen —, so war ich bei dieser Untersuchung allein auf meine vor nunmehr 18—20 Jahren gesammelten Erfahrungen in der mikroskopischen Gesteinsuntersuchung¹⁾ angewiesen und es ist somit nicht unmöglich, daß mir deshalb bei der Bestimmung einzelner schwierigerer Mineralien ab und zu ein Irrtum untergelaufen ist.

Wenn diesen meinen eigenen petrographischen Bestimmungen — besonders den auf Grund der von mir allein mikroskopisch durchgearbeiteten Dünnschliffe erfolgten — also naturgemäß manche Mängel anhaften und ich infolge der mir seit so langer Zeit mangelnden Übung im Mikroskopieren nicht den wünschenswerten Grad von Sicherheit besitze, um seltene und schwierige Mineralien einwandfrei zu bestimmen, so glaube ich doch, daß für die in dieser Arbeit verfolgten Zwecke und für die darin erlangten Ergebnisse auch meine eigenen petrographischen Bestimmungen eine genügend zuverlässige Unterlage gewähren.

Naturgemäß würden bei exakterer Untersuchung meines letztmitgebrachten, sehr viel umfangreicheren Materials noch manche wichtige Details und weitergehende Schlüsse sich ergeben, die nun natürlich einer zukünftigen, genaueren Bearbeitung vorbehalten bleiben müssen.

Meinen Kollegen, den Herren KÜHN und SCHEIBE, bin ich für mannigfache Beratung und Unterstützung bei der Bestimmung der Gesteine durch Beschaffung von Vergleichsschliffen und

¹⁾ Es ist mir eine erwünschte Gelegenheit und angenehme Pflicht, an dieser Stelle meinem verehrten ehemaligen Kollegen Herrn Koch herzlichst zu danken für die Mühe und Geduld, mit der er sich vor 20 Jahren der Aufgabe unterzogen hat, mich als ganz jungen Geologen in die Methoden der petrographischen Untersuchung einzuführen und zwei Winter hindurch anzuleiten. Daß ich jetzt überhaupt in der Lage war, den letzten Teil meines Materials selbständig zu bearbeiten und zu bestimmen, verdanke ich allein seiner damaligen Unterweisung.

Literaturhinweisen zu ganz besonderem Dank verpflichtet, nicht minder Herrn BELOWSKI für seine freundliche Unterstützung meiner Arbeiten durch Hergabe von orientierten Vergleichsschliffen der wichtigsten für mich in Betracht kommenden Augit- und Amphibolmineralien: Ägirin, Arfvedsonit, Titanaugite, Barkewikit, Rhönit etc. und von Dünnschliffen verwandter Gesteine.

Die zahlreichen Analysen der Gesteine Madeiras, für deren Bewilligung ich dem Direktor der kgl. geol. Landesanstalt Herrn BEYNSCHLAG zu großem Dank verpflichtet bin, sind im Laboratorium der kgl. geol. L.-A. von den Herren KLÜSS und EYME ausgeführt und auch diesen Herren gebührt mein lebhafter Dank für ihr sehr weitgehendes Entgegenkommen gegen alle meine diesbezüglichen Wünsche, nicht minder endlich Herrn Prof. SCHEFFER für seine Bemühungen um die mikrophotographische Wiedergabe wichtiger Dünnschliffe.

Von einem Teil des v. FRITSCHschen Materials lagen auch noch alte Bestimmungen vor, die v. FRITSCH selbst an Ort und Stelle mit der Lupe getroffen und mit sonstigen Angaben auf den Etiketten vermerkt hatte.

Literatur.

- | | |
|--------------------|--|
| CH. LYELL: | 1. On the Geology of some parts of Madeira Quart. journ. X 1854 p. 325 ff. |
| | 2. Manual of Elementary Geology V 1855 p. 516 ff. |
| | 3. Principels of Geology X 1868, 2. Bd., Kap. XLI. |
| K. v. FRITSCH: | 4. Briefliche Mitteilung dieser Zeitschr. 1862 S. 544. |
| | 5. Reisebilder von den Canarischen Inseln. Petermanns Mitt. 1868, Erg.-Bd. V, S. 1—3 und Bd. 43 S. 544—550. |
| G. HARTUNG: | 6. Geologische Beschreibung der Inseln Madeira und Porto Santo. Leipzig 1864 (enthält auch die ganze ältere Literatur). |
| | 7. Betrachtungen über Erhebungskrater etc. Leipzig 1862. |
| A. STÜBEL: | 8. Cabo Girão und Camera de Lobos auf Madeira, Isis 1865 S. 332. |
| | 9. Briefliche Mitteilung. Neues Jahrb. 1863, S. 811. |
| | 10. Die genetische Verschiedenheit vulkanischer Berge. Leipzig 1903. |
| | 11. Reliefkarte von Madeira nebst Begleitworten (Nach dem Tode STÜBELS herausgegeben von W. BERGT). Leipzig 1910. |
| F. v. HOCHSTETTER: | 12. Madeira. Wien 1861. |
| COCHIUß: | 13. Untersuchungen über die chemische Zusammensetzung der wichtigsten vulkanischen Gesteine Madeiras und Porto Santos. Zeitschr. f. prakt. Chemie 1864, 93. Bd., S. 124—161. |

- C. GAGEL: 14. Geologische Beobachtungen auf Madeira. Diese Zeitsch. 1903. Dezembermonatsber. S. 117—121.
 15. Die Caldera von La Palma. Zeitschr. der Ges. für Erdkunde zu Berlin 1908, S. 168—250.
 16. Das Grundgebirge von La Palma. Diese Zeitsch. 1908, Bd. 60. S. 25—31.
 17. Beobachtungen über Zersetzungs- und Verwitterungserscheinungen an jungvulkanischen Gesteinen. Zentralblatt f. Min. usw. 1910, S. 225 bis 233 und 271—280.
 18. Die mittelatlantischen Vulkaninseln. Handbuch der regionalen Geologie, Bd. III, 10. Heft, Nr. 4.
- JOCKSIMOWITSCH: 19. Die zweite Mediterranstufe von Porto Santo und Selvagens. Diese Zeitschr. 1910, S. 43—96.

1. Der Aufbau der Insel.

G. HARTUNG, der in Gemeinschaft mit OSWALD HEER und dann besonders mit CHARLES LYELL jahrelang Madeira durchstreifte und studierte und wohl die genaueste Kenntnis der Insel besaß, gelangte auf Grund dieser Studien zu der Überzeugung, daß die Insel durch allmähliche Aufschüttung vulkanischer Massen über einer großen Anzahl kleiner Eruptionspunkte entstand, die auf zwei annähernd in der Längsaxe der Insel verlaufenden Linien („Spalten“) angeordnet wären. Von diesen Reihen von Eruptionspunkten ist die nördlichere bei weitem die bedeutendere gewesen, auf der die Eruptionen wesentlich umfangreicher und ergiebiger waren und auch sehr viel länger andauerten, als auf den Punkten der unbedeutenderen und wohl auch älteren südlicher Linie¹⁾.

HARTUNG stützte diese Anschauung auf eine große Anzahl von Querschnitten durch die Insel, die ja durch zahlreiche und ungemein tief eingeschnittene Täler ganz ausgezeichnet abgeschlossen ist und in allen diesen sehr tiefen Taleinschnitten zeigt, daß sie in ihrer Mitte im Gebiet der höchsten Höhen ganz wesentlich aus mehr oder minder lockeren Schlackenagglomeraten, aus Tuffen und Aschenschichten mit zahllosen, steilstehenden Gängen und verhältnismäßig wenig Lavabänken aufgebaut ist, daß dagegen nach N u. S, nach dem Rande zu, immer mehr die losen Auswurfsmassen zurücktreten und die im wesentlichen gleichsinnig mit der Oberflächenböschung der Insel gelagerten, d. h. nach dem Meere zu fallenden, festen Lavabänke ganz ungemein überwiegen.

¹⁾ Vergl. auch LYELL: Über die auf steil geneigter Unterlage erstarrten Laven usw. Diese Zeitschr. 1859, Bd. XI, S. 199 u. Manual of Geology V, p. 517. („Zwei mächtige Axen, deren südlichere von den 2000 Fuß mächtigen Massen der nördlichen Reihe begraben wurde.“)

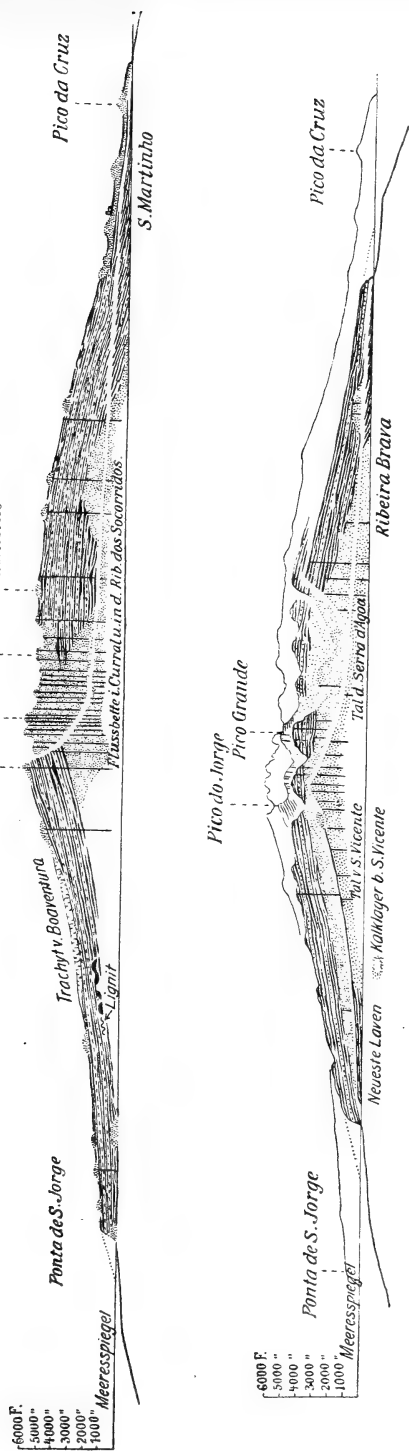


Fig. 1 und 2.

Zwei Durchschnitte durch Madeira (nach HARRUNG) annähernd von N nach S. Das Tal von Boaventura im ersten Durchschnitt ist identisch mit der Ribeira do Porco der Kartenskizze Seite 351. Punktiert sind die Aschen- und Schlackenmassen; die schwarzen Linien stellen die nach außen abfallenden Lavaströme dar.

(Dieses und das nächste Klischee verdanke ich der Freundlichkeit der Carl Winterschen Buchhandlung in Heidelberg.)

Das Vorhandensein eines großen Hauptkraters wird geleugnet, das Auftreten einer großen Anzahl kleiner und kleinster Kraterberge und Kraterhöhlungen dagegen ausdrücklich festgestellt und ebenso darauf hingewiesen, daß auch in den tieferen, unter mächtigen späteren Auswurfsmassen begrabenen Lagen deutliche Spuren derartiger kleinerer Schlackenkrater vorhanden wären. Insbesondere wird ein ausführlicher Nachweis nach der Richtung hin versucht, daß die großen Täler der Insel und auch der Gran Curral nur durch Erosion des fließenden Wassers entstanden sein könnten, daß kein „Erhebungskrater“ vorhanden wäre.

Die sehr ausführlichen Darlegungen HARTUNGS, die heute z. T. etwas reichlich langatmig anmuten und größtenteils selbstverständlich erscheinen, müssen vor allem betrachtet werden unter dem Gesichtspunkte der Reaktion gegen die v. BUCHSche Theorie der „Erhebungskrater“ und sie müssen vor allem auch betrachtet werden als entstanden unter dem faszinierenden Einfluß der LYELLSchen Persönlichkeit, des Mannes, der im Gegensatz zu den Katastrophentheorien der älteren Schule auch im Vulkanismus nur die cumulierten Wirkungen kleiner und kleinster Vorgänge, wie sie täglich und überall zu beobachten wären, anerkennen und als Erklärung auch für die großartigsten geologischen Erscheinungen gelten lassen wollte, da er vulkanische Paroxysmen großen Stils nie beobachtet hatte.

Es war nur zu natürlich, daß diese Reaktion gegen die v. BUCHSche Theorie der Erhebungskrater über das Ziel hinausschoß und nachdem im Verfolg dieser Gedanken ganz unzweideutige und große, ja großartige Wirkungen der Erosion des fließenden Wassers in verschiedenen der großen Täler und auch im Curral nachgewiesen waren, nun kurzerhand die Entstehung dieses ganzen gewaltigen Kesseltales des Curral nur auf Erosion zurückgeführt wurde.

Es konnte aber auch nicht fehlen, daß von anderen Beobachtern, die nicht so unter dem unmittelbaren und überwältigenden Eindruck von LYELLS Autorität standen, die schwachen Stellen dieser über das Ziel hinausschießenden, kritischen Argumentationen erkannt und dem unmittelbar und unzweideutig der ruhigen Beobachtung sich aufdrängenden Eindruck wieder Geltung verschafft wurde, daß der Gran Curral doch nicht ein Tal ganz ebenso wie die andern Täler der Insel, sondern etwas ganz besonderes wäre, daß diese ungeheure zirkusförmige Hohlform, die nur durch einen ganz schmalen Cañon mit dem Meere verbunden ist, doch wohl einen riesigen Krater — wenn auch keinen „Erhebungskrater“ — und das Haupteruptionszentrum der Insel darstelle. (Vgl. Tafel VIII, Fig. 1 und 2.)

Zu dieser Anschauung gelangte STÜBEL schon wieder anfangs der 60er Jahre des 19. Jahrhunderts und aus seinen Beobachtungen auf Madeira ist ganz wesentlich seine Theorie der monogenen Vulkane und der erschöpflichen peripherischen Herde hervorgegangen. Nach STÜBEL ist Madeira entstanden aus der Verschmelzung zweier gewaltiger monogener Vulkanbaue, des Pico-Ruivo-Massivs, dessen Eruptionspunkt („Caldera“) eben der Gran Curral sein sollte, und des Paul-da-Serra-Massivs westlich davon, dessen „Caldera“ durch nachquellende Lava völlig aufgefüllt wurde und daß sich im Westen daran die Reste eines gewaltigen, bei der Bildung des Paul-da-Serra-Massivs grobenteils zerstörten (dritten) derartigen monogenen Vulkanbaues anlegten.

Auch hier schoß die Reaktion gegen die bekämpfte Anschauung wieder weit über das Ziel hinaus. Hatte HARTUNG gegenüber den vielen, sicher beobachteten kleinen Kratern und der allmählichen Aufschüttung von zahlreichen, kleinern Punkten aus die gewaltigen und großartigen Erscheinungen im Gran Curral übersehen und in ihrer Sonderstellung nicht gewürdigt, so vernachlässigte und übersah STÜBEL wieder angesichts der Großartigkeit des Curral die zahlreichen, schon von HARTUNG ausführlich gewürdigten kleineren Krater und die doch ziemlich zahlreichen, von der Haupteptionsstelle ganz unabhängigen, nach Osten und Süden ausgerückten selbständigen Eruptionspunkte, die den hohen Hauptkamm der Insel so weit nach Osten bzw. Südosten verlängern und auch südlich des Hauptkamms nicht unerhebliche Hochflächen und Berge aufgebaut haben, die also mit STÜBELS Vorstellung von dem monogenen Hauptvulkan des Pico Ruivo-Massivs doch nicht gut zu vereinigen sind.

Nach dem, was ich bei zweimaligem Besuch der Insel gesehen habe, scheint mir die Wahrheit auch hier ziemlich in der Mitte zu liegen, allerdings mit größerer Annäherung an die Anschauungen LYELL-HARTUNGS.

Betrachtet man die zahlreichen Durchschnitte HARTUNGS, die sehr exakt beobachtet sind, und betrachtet man vor allem nicht nur den über dem Meere gelegenen Teil der Insel, sondern auch die durch die 200 Fadenlinie damit verbundenen Dezertas und deren untermeerischen flachen Verbindungsrücken, so erscheint mir die Vorstellung, daß diese offenbar zusammengehörige, sehr langgestreckte, aus einem über 2000 bis 4000 m tiefen Meere sich erhebende Gebirgsmasse aus der Verschmelzung von 2 bis 3 „monogenen“ Vulkanbauten entstanden sei, wohl nicht ohne sehr erheblichen Zwang aufrecht zu erhalten und die HARTUNGSsche Anschauung, daß sich

dieses langgestreckte Gebirge im wesentlichen über einem bzw. zwei parallelen, langgestreckten Spaltenzügen allmählig aufgebaut habe, erscheint ganz wesentlich wahrscheinlicher und einleuchtender, wenn man die offenbar richtige STÜBELSche Vorstellung damit verbindet, daß in der Umgebung des Curral — annähernd in der Mitte des Spaltenzuges — der bei weitem wichtigste und ausgiebigste Teil dieser Eruptionen sich abgespielt hat.

Daß der Gran Curral jetzt nicht mehr in seiner ursprünglichen Form vorliegt, sondern durch nachträgliche Erosion sehr stark umgestaltet worden ist, wird ohne weiteres klar, wenn man erwägt, daß seine Randberge 1700—1860 m hoch sind und daß die Bachsohle mitten im Curral schon bis 520 m Meereshöhe eingesenkt ist, daß hier also auf 2—3 km Entfernung über 1200—1300 m Höhendifferenz vorliegen und daß die unmittelbaren Ränder des Curral ganz wesentlich aus losen Aschen, Tuffen und verhältnismäßig wenig verfestigten Schlackenmassen bestehen, in denen die festen Gang- und Deckengesteine stark zurücktreteten.

Die diesbezüglichen Ausführungen HARTUNGS und seine tatsächlichen Beobachtungen bestehen also zum großen Teil zu Recht, sie erklären nur nicht die Grundanlage dieser gewaltigen, trichterförmigen Hohlform und die zweite Tatsache, daß nirgends sonst auf der Insel sich eine zweite in Größe, Form und Tiefe damit vergleichbare Vertiefung findet.

Denn schon die Serra d'Agoa — die wahrscheinlich ähnlicher Entstehung ist und ihre Anlage wohl ebenfalls einem nicht unerheblichen Kraterkessel verdankt — ist in ihrer Form trotz ähnlicher Längen- und Breitendimensionen schon sehr viel ähnlicher einem durch Flußerosion entstandenen Gebilde und ist nicht so tief und lange nicht so einheitlich wie der Curral. Die zwischen den einzelnen Quellbächen stehen gebliebenen Rücken sind in der Serra d'Agoa viel erheblicher als im Curral und die Erosion hat hier offenbar viel wesentlicher mitgewirkt und die ursprünglich ähnliche, aber sehr viel kleinere und flachere vulkanische Hohlform viel energischer umgestaltet als im Curral, bei dem in der Hauptsache nicht viel zu tun blieb.

Das Metade-Tal und das Tal des Ribeiro Secco aber, die ebenfalls an den Randbergen des Curral ihren Anfang nehmen, ähnlich tief und in dieselben Gesteinsmassen eingeschnitten sind, erscheinen dagegen als reine schmale Erosionstäler, ohne eine derartige kesselförmige Erweiterung und dasselbe ist im Westen mit dem Janellatal der Fall.

Wenn man im Inneren des Curral zwischen der Ribeira do Sidrão und der Rib. do Gato sowie am Pico Furão und besonders am Lombo grande bis hinauf zur Paßhöhe der Bocca dos Torrhinhas herumwandert und herumklettert, so findet man an allen diesen Stellen und bis auf die Höhe der Bocca ganz wesentlich rote Aschen, Tuffe und Schlacken verbreitet, meistens stark zersetzt, oft fein bis grobkörnig, oft aber auch mit großen Bomben durchsetzt bis agglomeratisch, und nur verhältnismäßig sehr wenig feste Lavabänke — diese fast nur in den höheren Partien — treten in diesen roten Aschen- und Schlackenmassen auf.

Dagegen werden der Boden und in noch größerem Maßstabe die Seiten dieser mächtigen Hohlform von einer großen Zahl steilstehender, oft mauerartig hervortretender Gänge durchsetzt, die z. B. am Pico de Gatos und auch am obersten Anfange der Ribeira di São Vicente sehr schön zu beobachten sind und z. T. von unten bis zur obersten Spitze senkrecht durchsetzen.

Die meisten dieser Gänge bestehen aus ganz dunklen „basaltischen“ bis basanitischen Gesteinen, einzelne dagegen auch aus sehr hellen, ziemlich sauren Trachyten und hellen Trachydoleriten. Das ganze Bild der Umgebung dieses gewaltigen Circus ist so, wie wir es vom Innern eines Vulkanschlotes erwarten dürfen.

Wandern wir nun von der Mitte des Curral nach Norden oder Süden, nach der Rib. di São Vicente oder dem Serradopaß bzw. nach der Ribeira dos Socorridos, so sehen wir, daß je mehr nach außen und nach oben, desto häufiger auch die Zahl der Lavabänke wird, die in die lockeren Auswurfsmassen eingeschaltet sind. In der Ribeira di São Vicente sieht man sehr deutlich, wie alle diese Lavabänke mit dem Tal flach nach N., also von dem Innern des Curral weg fallen¹⁾; an dem Serrado und dem noch darüber sich erhebenden Lombo Gordo sieht man ebenfalls, wie von unten nach oben eine große Menge im Querschnitt anscheinend horizontaler Lavabänke (zuerst mehr vereinzelt) zwischen den Tuff- und Schlackenmassen auftreten, nach oben hin aber immer mehr überwiegen und nur noch von verhältnismäßig dünnen Aschen- und Tuffschichten getrennt werden. Dieses Profil des Pico Serrado ist von mir von oben bis unten genau durchgeklopft und in seinen wichtigen Typen analysiert worden; es enthält annähernd alle charakteristischen und gut unterscheidbaren Gesteinstypen der Insel. Siehe die Analysen Seite 428 und das Diagramm (Fig. 22) Seite 454.

¹⁾ Vgl. STÜBEL, Lit. Nr. 10, Seite 8, Fig. 9.

Im Lombo Gordo macht das prachtvolle Profil der höchsten Curralwände von weiten schon mehr den Eindruck, als wenn es eins von besonders gut geschichteten Sedimentgesteinen, nicht von vulkanischen Ablagerungen ist, so dünn und regelmäßig folgen die gleichmäßig starken, parallelen Lava- und Tuffbänke



C. GAGEL phot.

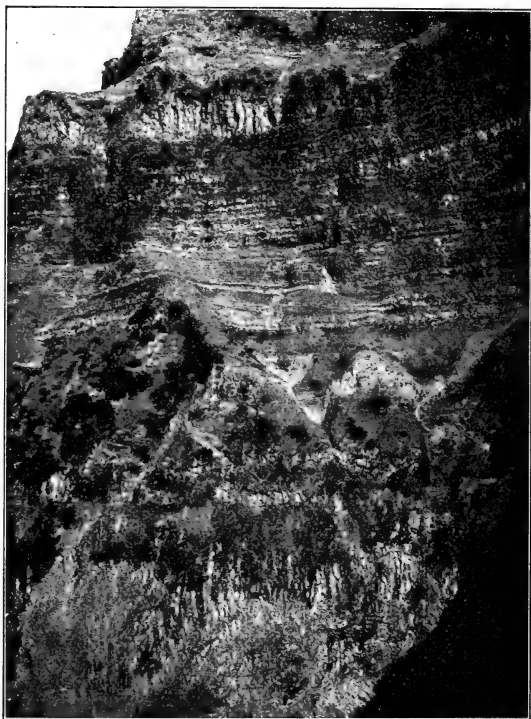
Fig. 4.

Profil des Lombo Gordo neben der Eira di Serrado.
Im Vordergrund ein mächtiger ausgewitterter Trachydoleritgang.

übereinander, und in der Rib. dos Socorridos und (nach HARTUNG) noch schöner in der Ribeira brava sieht man ebenfalls, daß die Tuff- und Lavabänke ganz regelmäßig vom Zentrum des Curral aus weg — also hier nach Süden zu — fallen.

Die Erscheinung ist so großartig und regelmäßig, daß man sich bei ruhiger Beobachtung der Richtigkeit dieses Teiles der

STÜBELSchen Anschauung nicht wird verschließen können und zu der Überzeugung gelangen muß, daß hier in der unmittelbaren Umgebung des Curral in der Tat ein ganz gewaltiger, im großen und ganzen einheitlich entstandener Vulkanbau vorliegt, dessen Eruptionszentrum mitten im Curral gelegen



C. GAGEL phot.

Fig. 5.

Profil des Lombo Gordo über der Eira di Serrado.

hat und von dem die ergossenen Lavaströme nach außen, nach N. und S. zu abflossen, während die unmittelbare Umgebung des Eruptionsschlotes wesentlich aus den losen Auswurfsprodukten immer höher aufgebaut und von gangförmig eingepreßten Lavamassen durchsetzt wurde.

Irgend ein Anzeichen aber dafür, daß der Curral eine „Caldera“ gewesen wäre, d. h. nach STÜBEL ein Hohlraum, der

am Ende der Bildung des gewaltigen monogenen Vulkanbaus im wesentlichen durch Rücksinken der zuletzt geförderten — nicht übergeflossenen — Lavamassen in den Schlot oder durch Nachbrechen der unterhöhlten Schlotwände entstanden ist, ist beim besten Willen nicht zu finden; auch an den tiefsten Stellen am inneren Umfang des Curral z. B. unter dem Pico Sidrão sind in den Bachbetten sehr schön regelmäßig, ja z. T. anscheinend horizontal geschichtete Aschen- und Tuffmassen und z. B. unter dem Pico Grande mächtige horizontale Lavabänke aufgeschlossen, die nichts von Einsturz verraten.

Die im Jahre 1908 bei der Besprechung der Caldera von La Palma beiläufig von mir an die Calderatheorie STÜBELS gemachte Konzession, „daß man den Curral als einen riesigen Krater, meinetwegen auch als einen monogenen Vulkan „mit Einsturzkrater“, der dann allerdings durch Erosion noch wesentlich modifiziert ist, betrachten könne“¹⁾, möchte ich jetzt nach mehrjähriger genauerer Erwägung aller diesbezüglichen Tatsachen und besonders nach dem mir inzwischen bekannt gewordenen Vorkommen von Essexiten im Innern des Curral in bezug auf den „Einsturzkrater“ auch nicht mehr aufrecht erhalten.

Sowohl für das „Rücksinken“ der beim Schluß der „monogenen“ Vulkanbildung nicht übergeflossenen Lava in den Schlot als auch für Einstürze von irgendwie wesentlichem Umfang lassen sich m. E. nicht nur keinerlei zwingende Beiweise anführen, sondern im Gegenteil! alle beobachtbaren Tatsachen scheinen mir deutlichst gegen beide Annahmen zu sprechen.

Sowohl das Fehlen eines umfangreichen, zusammenhängenden, kompakten Lavakuchens im tiefsten Innern des Curral, wie das Auftreten schön horizontal geschichteter Tuff- und Aschenmassen mit eingeschalteten ungestörten Lavabänken und von mächtigen Schlackenmassen ebenfalls tief im Innern des Curral sowie vor allem endlich das Auftreten essexitischer Tiefengesteine im Curral sprechen auf das entschiedenste gegen die Bildung dieser gewaltigen Hohlform durch Einsturz oder „Rücksinken“ unmittelbar nach Bildung des monogenen Baues, sondern dafür, daß bis zum Schluß heftige explosive Vorgänge hier sich abgespielt haben, daß ganz tief im Innern dieses gewaltigen Schlotes das aufquellende Magma z. T. vollkrystallin also in aller Ruhe und Langsamkeit erstarrt ist und daß diese tiefsten Stellen des Schlotes mit den vollkrystallin erstarrten Massen erst später durch Erosion freigelegt sind.

¹⁾ Lit. Nr. 15, Seite 187 ff.

Ob die Ribeira dos Socorridos, die enge Schlucht, die den Curral mit dem Meere verbindet, nur durch Erosion entstanden ist, oder ob ihrer Anlage eine durch gewaltige vulkanische Paroxysmen gebildete Spalte zugrunde liegt, wage ich nicht zu entscheiden¹⁾. Ich möchte mich fast der letzteren Auffassung zuwenden, denn für eine nur durch „rückschreitende“ Erosion von einem Überlauf aus gebildete Schlucht ist sie m. E. fast zu gewaltig (Taf. VIII, Fig. 2).

Daß die Erosion dagegen an ihrer Ausgestaltung und Vertiefung ganz wesentlich mitgewirkt hat, ist unverkennbar. Z. T. sind die Uferwände noch jetzt so übersteil, daß noch immer erhebliche Bergstürze in ihnen entstehen (Taf. IX, Fig. 1) und wie gewaltig das fließende Wasser zeitweise in ihr arbeitet, beweisen die viele Meter großen Riesenblöcke, die im Bachbett heruntergerissen werden.

Über die Entstehung der Serra d'Agoa, des gewaltigen Nachbartales des Curral, möchte ich kein abschließendes Urteil äußern, da ich sie nicht durchwandert, sondern nur von dem Wege von der Encumeada (Paß ins São Vicente-Tal) bis zu der Bocca dos Corregos, dem schmalen Grat, der sie vom Curral trennt, in sie hineingesehen habe; sie scheint mir ähnlicher Entstehung aber unter geringerer Beteiligung vulkanischer Faktoren (kleinerer Schlot) und unter sehr viel wesentlicherer Mitwirkung der Erosion gebildet zu sein.

Über den Paul da Serra habe ich kein eigenes Urteil, da ich ihn nicht durchwandert und seine Seitentäler z. T. unter sehr ungünstigen Umständen gesehen bzw. wegen Nebels eben größtenteils nicht gesehen habe; wiefern die STÜBELSche Ansicht, daß darunter ein zweiter monogener Vulkan von ähnlichem Bau wie die Umgebung des Curral läge, der zum Schluß bis oben mit aufquellender Lava aufgefüllt sei, begründet ist, vermag ich also nicht zu sagen.

Der Absturz des Paul da Serra zur Serra d'Agoa zeigt jedenfalls eine ähnlich schöne „Schichtung“ von vielfachen horizontalen Lavabänken mit zwischenliegenden Tuff- und Aschenschichten wie der Lombo Gordo über dem Serrado-Sattel am Ausgang des Curral.

Das an seiner Westgrenze auftretende Janellatal ist nicht, wie die Täler von São Vicente, der Ribeira brava und der Ribeira dos Socorridos ein Quertal, sondern ein ausgesprochenes

¹⁾ Auch LYELL weist darauf hin, daß tektonische Bewegungen bei der Entstehung bzw. Ausbildung des „Curral“ wahrscheinlich mitgewirkt haben; er trennt die Rib. des Socorridos nicht vom eigentlichen Curral ab.

Längstal, das in der Haupterstreckung der Insel verläuft, das ganz wesentlich mit seiner Haupterstreckung in lockere Tuffe, Aschen und Schlacken eingeschnitten ist, von denen, nach HARTUNG, die oben aufgelagerten Lavabänke nach beiden Seiten des Tales — von diesem weg — fallen. Daß das Gebiet westlich des Janellatales wesentlich älter als die Umgebung des Curral bzw. die ganze übrige Insel ist, wie STÜBEL annimmt, ist mir aus dem Grunde wahrscheinlich, weil in diesem Gebiet die außerordentlich tiefgehende regionale Verwitterung zu beobachten ist, die die oberflächenbildenden Lavadecken vollständig — viele Meter tief — zersetzt hat, eine Erscheinung, die ich an andern Teilen der Insel nicht beobachtet habe.¹⁾ Daß dagegen dieser westlich vom Janellatale gelegene Teil nur der Rest eines ältesten, größtenteils zerstörten, riesigen monogenen Vulkanbaues sei, dessen Eruptionszentrum etwa bei Seisal gelegen habe, dafür habe ich keine Anhaltspunkte finden können, und dafür hat auch STÜBEL keinerlei Beweise oder Argumente angeführt, sodaß diese Hypothese bisher zum mindesten völlig unbewiesen ist; die HARTUNGschen Zeichnungen und Durchschnitte sprechen aber sehr dagegen! Daß ferner der ganze, langgestreckte Ostteil der Insel, den STÜBEL einheitlich als Pico-Ruivo-Massiv bezeichnet und auch noch als einheitlich monogenen Bau zu der „Caldera“ des Curral betrachtet, ein derartiger (monogener) Bau sei, das ist nicht nur völlig unbewiesen, sondern widerstreitet auch dem Augenschein und den schon von HARTUNG angeführten Beobachtungen und Argumenten.

Erstlich liegt die „Caldera“ dieses angeblich monogenen Baues ganz exzentrisch nach Westen gerückt, zweitens zeigt schon das mittlere und untere Metadetal auch nicht annähernd die entsprechend regelmäßig nach außen, also hier nach Osten, abfallende Lagerung der Lavabänke, wie z. B. das Tal von São Vicente und die Ribeira dos Socorridos und Rib. brava, drittens finden sich hier im Osten der Insel, wie schon HARTUNG hervorhebt, eine ganze Anzahl orographisch ziemlich selbstständiger Massive bzw. Hochflächen, die von der Hauptachse der Insel nach Süden herausgerückt sind und sich von ihr deutlich abheben, sodaß dieser Osten der Insel recht unregelmäßig gestaltet ist.

Endlich ist die — schon jetzt so nach Osten langgezogene — Insel ganz offenbar noch nicht an ihrer Ostspitze zu Ende, sondern erstreckt sich durch den flachen untermeerischen, aus mehr als 2000 m Tiefe aufsteigenden Rücken ununterbrochen

¹⁾ Vgl. Lit. Nr. 14 u. Nr. 17, Seite 14.

noch weit nach SO. bis über die Dezertas, und eine ganz geringe Hebung von weniger als 180 m würde hier einen sehr langgestreckten, schmalen Ausläufer an sie anschließen¹⁾. Der Augenschein lehrt hier, daß die Eruptionen, die diesen so langgestreckten, schmalen Ostteil der Insel und den anschließenden Rücken aufgebaut haben, auf sehr verschiedenen, in einer bzw. zwei parallelen Linien angeordneten Punkten neben- bzw. nacheinander stattgefunden haben.

Auch im Tal des Ribeiro Frio und im oberen Teil des Tales von Machico und der Ribeira de Sta Cruz finden sich ganz vorwiegend Aschen-, Tuffe- und Schlackenmassen mit verhältnismäßig nur wenig Lavabänken und steilstehenden Gängen, ähnlich wie es auch auf dem anderen Ende der Insel im Janellatale der Fall ist, und ebenso besteht die Punta São Lorenzo zum erheblichen Teil aus Tuffen und Schlacken mit steilstehenden Gängen (großes Bild, Tafel X), was auch nach HARTUNGS Angaben bei der großen Dezerta der Fall zu sein scheint.

Ebenso ist es evident, daß die überwiegende Anzahl der Gänge ganz im Innern, im Curral etc. auftritt, da wo die Haupt-Schlacken- und Aschenmassen vorhanden sind, daß diese Gänge nach der Küste zu auffallend abnehmen und erst im Cabo Girão und in der Klippe östlich von Funchal wieder in sehr großer Anzahl — mehrere hundert und ein neues Maximum bildend — erscheinen!

Das alles sind also schon Tatsachen, die sich mit der STÜBELSchen Hypothese von dem monogenen Pico-Ruivo-Massiv absolut nicht vereinigen lassen und die beweisen, daß dieser Ostteil der Insel eine sehr komplizierte und vielfältige Zusammensetzung hat.

Gerade ganz im Osten bei Caniçal und am Monte Piedade auf der Punta São Lorenzo sind von LYELL und HARTUNG die Reste eines erheblichen, jetzt großenteils zerstörten, selbständigen Schlackenkegels nachgewiesen, ebenso am Ausgange des Boaventuratales und die beiden sehr instruktiven Durchschnitte durch der Cabo Girão und östlich Funchal nach der Ponta do Oliveira, die HARTUNG gibt und die die Auffassung LYELLS darstellen, beweisen ebenfalls auf das deutlichste, daß die durch diese gewaltigen Aufschlüsse in ihrem Aufbau klar erkennbaren Teile der Insel absolut nicht „monogener“ Entstehung sein können, sondern aus je 4 durch sehr deutliche Diskordanzen getrennten, vulkanischen Komplexen aufgebaut sind.

¹⁾ Fig. 3, Seite 351.

Diese 4 Komplexe bei Funchal (z. T. auch im Cabo Girão, vgl. Tafel XI, Fig. 1) werden nach HARTUNGS Darstellung und Zeichnung meistens durch „weithinausreichende“, dünne, an ihrer oberen Fläche rotgebrannte Tuffschichten begrenzt. Nach der Zeichnung liegen diese „rotgebrannten“ Tuffschichten größtenteils aber garnicht unter Lavabänken, von denen sie rotgebrannt sein könnten, sondern unter frischen Tuffen, Aschen und Schlacken und das — im Verein mit sonstigen Beobachtungen, die ich an verschiedenen Stellen der Insel gemacht habe — läßt es mir als sicher erscheinen, daß diese in der unzugänglichen Klippe so auffallend hervortretenden, intensiv rotgefärbten Tuffschichten nicht „rotgebrannt“ sondern durch langanhaltende, intensive Rotlehmverwitterung so gefärbt sind und alte verwitterte Landoberflächen darstellen.¹⁾

Auch an verschiedenen andern Stellen der Insel habe ich intensiv verwitterte bzw. zersetzte, oft auffallend rote Gesteine tief unter der jetzigen Oberfläche und unter ganz frischen Gesteinen beobachtet, was es mir persönlich als erwiesen erscheinen läßt, daß die großen Eruptionsperioden, in denen dieser gewaltige Komplex vulkanischer Gesteine im Osten Madeiras angehäuft wurde, durch sehr lange Zeiträume von einander getrennt waren. (Vgl. hierzu die späteren Ausführungen über das Alter der Insel und die tertiären Fossilschichten!)

Diese Tatsachen scheinen mir ebenso wie die aus den rein orographischen Verhältnissen abgeleiteten Schlüsse auf das deutlichste gegen die Theorie der monogenen Entstehung des „Pico-Ruivo-Massivs“ d. h. des ganzen Ostteils der Insel zu sprechen und die HARTUNG-LYELLSche Auffassung zu bestätigen, daß der Aufbau auch dieses Teiles der Insel von zahlreichen, verschiedenen, zu sehr verschiedenen Zeiten in Tätigkeit gewesenen Eruptionspunkten aus erfolgt ist.

In welchem Altersverhältnis das Haupteptionszentrum: der Curral und seine Umgebung zu dem von verschiedenen

¹⁾ C. GAGEL: Beobachtungen über Zersetzungs- und Verwitterungserscheinungen in jungvulkanischen Gesteinen Seite 14. LYELL (Manual V 1855, S. 516 u. 517 und diese Zeitschr. 1859, Band XI, Seite 158 sowie Quart. Journ. 1854 X, S. 326) spricht diese roten Schichten ebenfalls als „red clay, laterite“ oder „ancient soils“ an, bez. spricht von „vielen roten Tonen und Tuffen, wobei zwischen den einzelnen Ausbrüchen Zeit genug verging, um die jedesmalige Kruste zu Ton zu zersetzen“ was ich lange nach Abschluß dieses Manuskripts bemerkte und was mir also eine wertvolle Bestätigung meiner ganz unabhängig erlangten Auffassung zu sein scheint. Hierfür ist auch wichtig die Bemerkung (Manual V, S. 518), daß in dem roten Ton bei Funchal unter dem Basalt fossilisierte Pflanzen-Reste und Wurzeln gefunden sind.

Eruptionspunkten aus aufgebauten Ostteil der Insel steht, vermag ich weder aus eigenen Beobachtungen zu sagen, noch kann ich Material zur Beurteilung dieser Frage in der bisherigen Literatur finden, das muß also bis auf weiteres eine offene Frage bleiben.

Daß zwischen dem Aufbau der Hauptmasse der Insel und den allerletzten Eruptionen bei Funchal, Porto Moniz und São Vicente, deren Lavaströme noch ganz frische Schlackenkrusten haben (vgl. Tafel XI, Fig. 1), ein ganz besonders langer Zwischenraum gelegen hat, daß diese allerjüngsten Eruptionen nur sehr kümmerliche Nachklänge der im wesentlichen schon lange abgeschlossenen und fast erloschenen vulkanischen Tätigkeit darstellen, soll nicht geleugnet werden. Das beweist aber nichts für die „monogene“ Entstehung dieser älteren Hauptmasse der Insel.

Kann also weder die ganze Insel noch im besonderen der Ostteil derselben als ein „monogener“ Vulkan im Sinne STÜBELS bezeichnet werden, so ergibt doch der Augenschein, daß die ganze langgestreckte Insel — geologisch gesprochen — (und auch petrographisch betrachtet) eine im wesentlichen einheitliche Bildung ist.

Nirgends auf Madeira findet sich in der Gesteinsausbildung und in den Lagerungsverhältnissen ein so enormer Hiatus wie er z. B. in der Caldera von La Palma zwischen dem alten, stark denudierten vulkanischen Grundgebirge und der „jungen“ Lavaformation auftritt. Die ganze Insel Madeira, soweit sie der Beobachtung zugänglich ist — und das sind immerhin vertikale Tiefen von über 1300 m — gehört zu der sogenannten jungen Vulkanformation der atlantischen Inseln, die ja weit in die ältere — vormiocäne — Tertiärzeit zurückreicht¹⁾.

Auf Madeira haben die Eruptionen dieser „jungen“ Vulkanformation erheblich früher aufgehört als auf den z. T. noch tätigen Canaren und Cap Verden; auch die jüngsten oben erwähnten Eruptionen bei Funchal und Porto Moniz fallen offenbar schon erheblich vor die historische Zeit und auch von den letzten Ausklängen des Vulkanismus, von Fumarolen, Moffetten und Sauerlingen ist auf Madeira nichts mehr zu spüren.

2. Erosionserscheinungen.

Dafür, daß die Erosion des fließenden Wassers für die Ausgestaltung der Täler Madeiras von ganz wesentlicher Bedeutung gewesen ist, hat schon HARTUNG die überzeugendsten Beweise

Vgl. Lit. Nr. 15, S. 240.

beigebracht, indem er auf die alten Talböden mit Schotterterrassen hinwies, die in 15 bis 50 m Höhe über den jetzigen Bachbetten in den verschiedenen Tälern zu finden sind.

Die HARTUNGschen Beweise können leicht noch um ein erhebliches vermehrt werden, wenn man die Reste alter Talböden, die — ohne von wesentlichen Schottern bedeckt zu sein — sich rein durch die morphologischen Formen als solche kundtun, dazunimmt.

Solche Reste alter Talböden finden sich sehr schön ausgeprägt im unteren Janellatale, besonders schön im Tal von São Vicente, ferner im Tal von Campanaria und an andern Stellen.

Diese hochgelegenen Talböden und die HARTUNGschen Schotterterrassen beweisen, daß in fast allen Gebieten der Insel die Erosion etappenweise vorwärts gegangen ist und daß mehrfach eine plötzliche Neubelebung der Erosion durch schnelle Tieferlegung der Erosionsbasis (Aufsteigen der Insel) stattgefunden hat. Auf dieselbe Ursache weisen auch die tiefen, ungewöhnlich engen und steilwandigen Cañons hin, die besonders im Norden der Insel vielfach vorkommen und in einem so auffallenden morphologischen Gegensatz zu der Erscheinung der meisten übrigen Täler stehen. Sie zeigen m. E., daß die Erosion hier zu schnell in die Tiefe gearbeitet hat, als daß zur Seitenerosion und Herstellung eines V-förmigen Querprofils Zeit geblieben wäre.

Bei manchen dieser Cañons mag die Enge und Steilheit dadurch bedingt oder mitbedingt sein, daß sie teilweise durch sehr widerstandsfähige, mächtige Lavadecken durchgeschnitten sind (Boaventuratal!); andere, so z. B. der mir als Rib. Grande bezeichnete Cañon, stehen aber nicht in solchen festen Lavabänken, sondern in Tuffen- und Schlackenmassen und z. B. in dem nicht einmal so besonders engen Cañon der Rib. dos Socorridos wird die unnatürliche Übersteilheit der Wände durch die noch jetzt stattfindenden Bergrutsche drastisch illustriert. (Taf. IX, Figur 1.)

Der Pico Serrado, an dem der Hauptweg in den Curral herunterführt und der das wundervolle (z. T. analysierte; vgl. Seite 428) Profil vulkanischer Bänke zeigt, führt seinen Namen „abgesägter Berg“ mit Recht wegen der glatten und fast senkrechten Wand, mit der hier an ihm, am Ausgang des eigentlichen Curral die Ribeira dos Socorridos beginnt und etwas östlich davon und über ihm steigt dann der senkrechte Lombo gordo noch weiter um einige hundert Meter höher hinauf. (Abb. S. 355 und 356, Taf. VIII, Fig. 1.)

Die Wasserfälle, die sowohl im Tal von São Vicente wie in mehreren anderen Tälern der Insel (Rabaçal-Risiko, Tal von Machico usw.) z. T. in beträchtlicher Höhe vorhanden sind, verdanken ihre Entstehung wohl wesentlich dem Auftreten besonders fester, widerstandsfähiger Lavabänke, die — innerhalb lockerer Tuff- und Schlackenmassen gelegen — der Erosion ganz ungewöhnliche Widerstände entgegensetzen.

Eine sehr merkwürdige und auffallende Erscheinung sind die halbkreisförmigen großen Nischen mit steilen, z. T. fast senkrechten Wänden und annähernd oder ganz flachem Boden, der hoch über dem Meeresspiegel liegt und z. T. nur durch eine ganz enge, spaltenförmige Schlucht mit dem Meere verbunden ist. Die auffälligste dieser merkwürdigen Nischen liegt wohl bei Arco de Calheta, eine ähnliche liegt bei Legoa (Punta do Sol), eine dritte sehr schöne bei Arco do São Jorge. Letztere hat wohl über 200 m hohe Steilwände; der Boden der Nische von Arco de Calheta liegt meiner Schätzung nach gegen 100 m über dem Meerespiegel.

Leider habe ich keine Photographie dieser rätselhaften Geländeformen, die in ihrer äußeren Erscheinung vielleicht am zutreffendsten mit ganz extrem ausgebildeten Karen zu vergleichen wären. Ich habe auch leider bei keiner derselben Gelegenheit gehabt, sie genauer zu studieren bzw. ihren Boden zu untersuchen. Die Nische von Arco de Calheta, die ich sehr schön vom Dampfer aus gesehen habe, ist vielleicht dadurch entstanden, daß mächtige, über einer kompakten, flach nach Süden fallenden Lavabank liegende Tuffmassen durch die Erosion schnell aus- bzw. abgeräumt sind und daß die Erosion dann in die unterliegende, feste, flache Lavabank nur den ganz engen Spalt hat hineinarbeiten können. Doch will ich diesen Erklärungsversuch nur mit aller Reserve ausgesprochen haben; der Augenschein kann aus der Entfernung, aus der ich die Lavabank zu sehen glaubte, auch getäuscht haben. Vielleicht haben bei der Entstehung dieser morphologisch so auffallenden Geländeformen auch die plötzlichen Verlegungen der Erosionsbasis mitgewirkt, auf die die vorher beschriebenen Tatsachen hinweisen; jedenfalls verdienen diese Formen m. E. ein genaueres Studium.

3. Alter der Insel.

Was nun das Alter der Insel betrifft, so muß dies sehr beträchtlich sein.

Im Norden der Insel im Tale von São Vicente liegt in über 400 m Meereshöhe, weit im Lande, wie mir schien schon

in bzw. auf einer alten Erosionsform, die marine miocäne Ablagerung, die nach MEYER EYMAR zur helvetischen Stufe gehört, nach ROTHPLETZ und JOKSIMOWITSCH vorsichtshalber aber nur als zur 2. Mediterranstufe gehörig bezeichnet werden sollte. Damals also lag die Insel mindestens 400—460 m tiefer als jetzt. Im Tale von São Jorge, ebenfalls im N., liegen in etwa 320 m Meereshöhe und etwa 300—350 m unter der Oberfläche Lignite und pflanzenführende Schichten, die wahrscheinlich diluvialen Alters sind und von mehr als 300 m mächtigen, höher liegenden Tuff- und Lavabänken überlagert werden. Zur Diluvialzeit hat die Insel also mindestens 100 m höher gelegen als im Miocän und über den diluvialen Braunkohlenschichten haben sich noch mehr als 300 m vulkanische Produkte abgelagert.

Was nun die Fundstelle der marinen Fossilien betrifft, so bin ich 1903 bei sehr schlechtem Wetter und beständigem Regen und Nebel an eine Stelle geführt, wo im Tuff sehr schlecht erhaltene, marine Bivalven vorhanden waren und wo mir zwei Exemplare von *Clypeaster portentosus* als dort gefunden gegeben wurden.

Diese Stelle lag ziemlich auf der Höhe eines rings isolierten Bergrückens und wurde im Hintergrund in einiger Entfernung von sehr erheblichen Höhen überragt.

Am Tage darauf wurde mir ebenfalls bei vielfältigem Nebel von der gegenüberliegenden Talseite aus die Fundstelle nochmals gezeigt und ich hatte wiederum die Empfindung, daß diese Fundstelle der letzte Rest eines größtenteils zerstörten Terrassenbodens sei.

Die Beschreibung, die HARTUNG von der Fundstelle der miocänen Fossilien gibt, stimmt nun mit meinen Erinnerungen garnicht überein, so daß es mir einigermaßen zweifelhaft ist, ob ich überhaupt dieselbe Stelle gesehen habe, die HARTUNG meint und beschreibt.

„Bevor das Tal ausgewaschen war, reichte die obere, hauptsächlich aus steinigen Laven bestehende Gesamtmasse bis zur gegenüberliegenden Seite und bedeckte die darunter anstehende Schicht, in welcher die tertiären untermeerischen Ablagerungen vorkommen“ sagt HARTUNG. Ob das tatsächlich Beobachtung oder nur ein Schluß ist, ist nicht ersichtlich. Ich habe — ohne genaue Erinnerung an diesen Hartungschen Bericht und damals noch ohne das Bewußtsein von der Wichtigkeit der Sache für die Entstehung und Geschichte der Insel — nicht genau verfolgt, ob sich die Fossilschicht jenseits der trennenden Schlucht in das Profil der hohen Talwand hinein fortsetzt

oder ob sie tatsächlich, wie es mir klar zu sein schien, nur auf dem Rücken, auf einem Rest eines alten Terrassenbodens lag.

LYELL drückt sich in seinen beiden Arbeiten über Madeira nicht eindeutig und klar über diese Sache aus. 1854 (*Quarterly journal* X. 1. p. 325. 326) sagt er ausdrücklich: some of the earlier igneus formations were submarine and are associated with deposits, containing corals and sea shells A long and complicated series of volcanic eruptions, for the most part subsequent in date to the above and which took place in the open air, built up the island. 1855 (*Manual of elementary Geology* V) p. 515. 516, sagt er kurzweg: Die älteste Formation ist submarin! und erwähnt, daß diese marinen Schichten „wohl gerundete“ Gerölle enthalten, während sonst immer das Vorkommen von abgerundeten Geröllen auf Madeira bestritten wird (*Quarterly journal* p. 326 u. 327). Lyell gibt aber auch hier keinerlei Beweise oder Argumente für seine Anschauung oder Behauptung, so daß es fast den Anschein hat, als ob er ebenfalls nur nach einem allgemeinen Eindruck und nicht nach exakter Untersuchung der Verhältnisse urteilt.

Ist meine, wie gesagt, nicht genau geprüfte, sondern auf einem allgemeinen Eindruck beruhende Annahme richtig, daß die fossile marine Ablagerung auf einem alten Terrassenboden in einer älteren Hohlform liegt und sich nicht unter die Lavabänke in die eigentliche Talwand fortsetzt, so wäre damit klar, daß das Tal von São Vicente schon in vormiocäner Zeit bis zu erheblicher Tiefe in die schon damals wesentlich fertige Insel erodiert gewesen, dann vom Meere überflutet worden ist und sich dann nach Ablagerung der miocänen Schichten wieder um über 460 m gehoben hat.

Ist die Annahme von HARTUNG bzw. LYELL richtig, daß die mächtigen Lavabänke der eigentlichen Talwand tatsächlich die marinen Ablagerungen bedecken bzw. bedeckt haben, so würde das heißen, daß zwar die 500 m Lavabänke usw., die darüber liegen, erst in postmiocäner Zeit abgelagert sind, daß aber nur die tieferen Teile der Insel bei São Vicente älter als mittelmiozän sind. Da nun aber die prachtvollen Aufschlüsse im Tal von São Vicente beweisen, daß dieser Teil der Insel mit den ganz regelmäßig vom Curral aus nach N, nach dem Meere zu fallenden Tuff- und Lavabänken im wesentlichen aus einem Guß — einheitlich und ununterbrochen — entstanden ist, so würde aus der LYELL-HARTUNGschen Annahme folgen, daß ein wesentlicher Teil aller dieser tieferen Tuffe, die hier zwischen bzw. unter den Lavabänken

liegen, submarin gebildet sein müßte und es wäre dann doch sehr merkwürdig, daß trotz der wundervollen Aufschlüsse und dem großen Mangel an Kalk, der die Eingeborenen zum äußersten Nachforschen anspornt, in dem ganzen großen Gebiet außer an dieser einzigen minimalen Stelle noch niemals das geringste Fossil oder sonst die geringste Ablagerung von Kalk in diesen angeblich submarin gebildeten Tuffen gefunden ist, und daß auch in den sonstigen zahllosen, prachtvollen Aufschlüssen der Ribeiras unterhalb der 400 m Kurve niemals ein sonstiges marines Fossil oder ein abgerolltes Gerölle gefunden ist.

Auf dem kleinen, lange nicht so gut aufgeschlossenen Porto Santo sind marine Ablagerungen (Ilheo Baixo) und Fossilien in großer Menge und Verbreitung in den Tuffen gefunden; daß sie auf Madeira sonst nicht gefunden sind, scheint mir also ziemlich sicher zu beweisen, daß sie in der Tat nicht vorhanden, daß die Tuffe Madeiras subaerisch nicht submarin gebildet sind. (Vgl. auch die Bemerkungen am Schluß, Seite 490.)

Diese Erwägungen machen es mir wahrscheinlich, daß mein unbefangener, wenn auch nicht exakt geprüfter Eindruck von meiner Fundstelle wohl das richtige getroffen hat, daß diese marinen Ablagerungen tatsächlich nur ein kleiner, der Erosion entgangener Rest sind, der auf einer alten Terrasse in dem schon vorhandenen Tal abgelagert ist und daß also die Hauptmasse der Insel mitsamt dem größeren Teil des Tales von São Vicente älter als miocän, subaerisch gebildet und erst zur Miocänzeit tief versenkt ist — grade so wie es mit dem Calderadom und dem Gran Barranco auf La Palma der Fall ist, in dem ebenfalls alte marine Ablagerungen liegen.

4. Schlacken, Tuffe, Aschen, Tuffite.

Die losen Ejektamente: Schlacken, Tuffe, Aschen kommen auf Madeira in großer Verbreitung vor und bilden nach HARTUNG mindestens die Hälfte des sichtbaren Teiles der Insel.

Die Verbreitung der — meistens roten — Schlackenmassen ist von HARTUNG ausführlich geschildert, und auch die alten begrabenen Schlackenkegel sind sorgfältig beschrieben und z. T. abgebildet, sodaß ich diesen Schilderungen nichts hinzufügen kann.

Die Tuffe — grob und feinkörnig mit mehr oder minder großen Bomben und eckigen Bruchstücken von zertrümmerten Gesteinen (vgl. Abb. Seite 379) — sind ebenfalls weit verbreitet und an den verschiedensten Stellen der Insel in gleicher Weise zu beobachten. Großenteils sind diese Tuffe mit den

Bomben und großen eckigen Bruchstücken völlig ungeschichtet und erhalten z. T. Trümmer von über $\frac{1}{2}$ m, ja von mehr als 1 m Durchmesser (Ribeira de Massapez, Nordküste bei Punta Delgado und São Vicente, Pracedes usw.)



C. GAGEL phot.

Fig. 6.

Grobe Breccientuffe in der Ribeira de Massapez.

Diese ungeschichteten Tuffe mit groben Trümmern sind meistens rot gefärbt — ob von Hause aus oder durch spätere Zersetzung, ist meistens nicht festzustellen.

Die feinkörnigeren Tuffe, die als größere Bestandteile nur Rapilli enthalten oder ganz gleichkörnig sind, seltener auch nur aus Rapilli bestehen, sind meistens dickbankig bis feingeschichtet und entweder rot oder braun oder besonders gelb gefärbt. Die auffallend roten Tuffe finden sich besonders häufig unmittelbar im Kontakt mit darüberliegenden Lavaströmen, und HARRUNG erklärt diese roten Tuffe dann meistens für durch Kontaktwirkung gebrannt. Diese Erklärung ist auch in vielen Fällen sicher richtig, und ich habe z. B. bei Funchal derartige Tuffe gesehen, die im Kontakt mit einer darübergelassenen Trachydoleritbank nicht nur rotgebrannt und verhärtet waren,

sondern sogar in dieser Frittzungszone sehr auffälligstengelige Absonderung infolge der Hitzewirkung zeigten. (Tafel XI, Fig. 2.)

In andern Fällen ist es mir inzwischen aber doch zweifelhaft geworden, ob diese oft so weit aushaltenden, intensiv roten Tuffschichten unter den Lavaströmen ihre Farbe der Hitze verdanken, oder ob es nicht vielmehr — wie schon vorher ausgeführt — die intensive Rotlehmverwitterung ist, die in diesem Gebiet an lange an der Oberfläche befindlichen Gesteinen oft eintritt und die Gesteine dann ganz intensiv zersetzt und verfärbt. Manche dieser roten Tuffe sind nämlich ganz auffallend weich und mürbe und zersetzt, während die Lavabänke darüber ganz frisch sind, und andere derartige, ganz zersetzte, weiche, rote Tuffe liegen überhaupt nicht unter Lavabänken, sondern unter frischen Tuff- und Aschenschichten, bezw. an der Oberfläche, sodaß mir die Zersetzung und Rotfärbung nach meinen jetzigen Erfahrungen oft vor dem Überfließen der Lavaströme, bezw. vor der Überlagerung durch die frischen braunen Aschen eingetreten zu sein scheint.

Bei der Fülle der damals auf mich eindringenden neuen Eindrücke und Probleme habe ich diesen Erscheinungen leider nicht gleich die genügende kritische Aufmerksamkeit zugewandt, sondern die HARTUNGsche Erklärung beim Anfang meiner ersten Reise kurzerhand für richtig angesehen und also auch nicht genügend Material zur ausgiebigeren, analytischen Prüfung der Frage gesammelt.¹⁾

Weit verbreitet sind endlich die ganz feinkörnigen, wohlgeschichteten, bezw. ganz feingeschichteten Aschen, ebenfalls rot, gelb; bräunlich gefärbt; z. T. ganz weiß und abfärbend (kaolinisiert?).

Z. T. zeigen diese dünngeschichteten feinen Aschen einen sehr beträchtlichen Neigungswinkel, der meistens offenbar der Neigung der ursprünglichen Ablagerungsfläche entspricht; an einer Stelle bei Camera de Labos habe ich aber eine ausgesprochene Synklinale in derartigen feingeschichteten Aschen beobachtet.

In den feingeschichteten Tuffen am Ilheo bei Porto da Cruz unter der Decke der hellen trachydoiten Trachydolerite

¹⁾ Für die Richtigkeit meiner Ansicht, daß diese roten Tuffe z. T. wenigstens alte Verwitterungsböden sind, scheint mir auch die gleiche Anschauung LYELLS zu sprechen (Manual V, 1855, 516, 517), der sie direkt als „laterite“, red clay und „ancient soils“ bezeichnet, und die dort mitgeteilte Beobachtung von SMITH (Seite 516), daß in diesen roten Tönen unter dem Basalt fossilisierte Reste von Pflanzen gefunden sind.

habe ich 2 Lagen von deutlichen Geröllen beobachtet, die bis Wallnußgröße erreichen, sodaß diese geschichteten Tuffe oder Tuffite irgendwie unter Mitwirkung des Wassers, bezw. wenigstens unter Wasser abgesetzt sein müssen. („a lacustrine deposit“ Lyell.) Aus diesen Tuffen oder Tuffiten am Ilheo



C. GAGEL phot.

Fig. 7.

Trachydoleritstrom mit schlackiger Unterseite auf sehr feinen, dünn geschichteten Aschentuffen (ohne Frittungserscheinungen).
Pontinha bei Funchal (am Hafen).

stammt auch ein abgerolltes Stück silifizierten Holzes, das ich von dem Pfarrer in Porto da Cruz erhielt und das sich nach der freundlichen Untersuchung von Herrn GOTHAN als *Cupressinoxylon* sp. und tertiären Alters erwies — nähere Bestimmungen waren wegen der schlechten Erhaltung nicht zu treffen.¹⁾ (Vgl. Tafel IX, Fig. 2.)

Es ist dieselbe Schichtenfolge, aus der von HARTUNG einige kümmerliche Blattreste von *Carex* und *Rubus fruticosus*

¹⁾ Die diluvialen, braunkohlenführenden Schichten im Tale von São Jorge sind schon seit langem der Beobachtung durch einen Berggrutsch entzogen!

angeführt sind, die sich von rezenten Formen nicht unterscheiden lassen.

Derartige unter Wasser abgesetzte Tuffe oder Tuffite mögen unter den ungemein feingeschichteten Tuffablagerungen der Insel vielleicht noch vorhanden sein, ich habe aber sonst keine augenfälligen Beweise dafür gefunden (Gerölllagen usw.) und LYELL bestreitet mit großer Entschiedenheit das Vorkommen von Geröllen in den Tuffen Madeiras, abgesehen von ganz vereinzelter Stellen! Ebensovienig ist mir auf Madeira in diesen feingeschichteten Tufflagen jemals eine ähnliche regelmäßige Abstufung der Korngrößen von unten nach oben in den einzelnen Tuffbänken aufgefallen, wie sie in den Aschentuffen des westbaltischen Untereocän so deutlich zu beobachten ist; es scheint also, daß tatsächlich die überwiegende Mehrzahl der Tuffe Madeiras subaerisch abgesetzt ist.

5. Die Tiefengesteine und ihre Lagerungsverhältnisse.

Die vollkrystallinen bzw. grobkrystallinen (Tiefen-)Gesteine, deren Natur sich durch mikroskopische und chemische Analyse als Essexite, theralithähnliche Essexite und nephelin-syenitartige Gesteine, sowie als basische und ultrabasische Spaltungsprodukte („Randfacies“) derselben ergeben hat, treten an drei bzw. vier verschiedenen Stellen in der Umgebung von Porto da Cruz, ferner bei Fayal und im Innern des Grande Curral auf, unter Umständen, die es als völlig sicher und unbezweifelbar erscheinen lassen, daß diese voll- bzw. grobkrystallinen Gesteine nicht das alte Grundgebirge der Insel darstellen, wie man früher annahm, sondern daß es junge Intrusionen innerhalb der jungvulkanischen Ergußgesteine sind und daß sie tief unter der ursprünglichen Oberfläche in Form von Stöcken oder vielmehr Lakkolithen und Gängen innerhalb dieser jungen Ergußgesteine sich gebildet haben und deshalb vollkrystallin erstarrt sind.

Das größte und wichtigste Vorkommen an der „Soca“, im Oberlauf bzw. Anfang der Ribeira de Massapez besteht aus einem etwa 60 m hohen und 40—50 m breiten „Stock“ oder richtiger Lakkolithen, der mit einer großen prallen Wand und zahlreichen kleineren, unmittelbar daneben aus dem Abhang heraustretenden Klippen zutage tritt.

Sowohl die senkrechte Hauptwand, wie die großen und kleinen Klippen daneben fangen erst etwa 10 m über dem Bachbett an und ihre vollkrystallinen Gesteine sind im Bachbett selbst und neben diesem sicher nicht vorhanden.

Hier im Bachbett stehen direkt unter der prallen Hauptwand des „Essexits“ z. T. schön plattig abgesonderte, dunkel-grünlich-graue, z. T. etwas gefleckte, dichte Trachydoleritbänke an, z. T. mit einem ziemlich auffallenden seidenartigen Schimmer auf einzelnen Bruchflächen, mit u. d. M. erkennbarer, trachytoider Struktur



C. GAGEL phot.

Fig. 8.

Essexitlakkolith der Soka (Ribeira de Massapez),
unterlagert von kontaktmetamorphem Trachydolerit.

und größtenteils auffallend splitterig brechend. Dieses dichte, glänzende, splitterige Trachydoleritgestein tritt auch dicht neben den „Essexit“klippen — z. T. nur 1,5 m davon entfernt — überall zutage bis fast hinauf zur Paßhöhe, wenn auch der unmittelbare Kontakt der beiden so verschiedenen Gesteine nicht zu beobachten ist. Offenbar ist diese mächtige, lakkolithartige Masse des grobkristallinen, größtenteils ziemlich hellen,

z. T. aber auch recht dunkeln Tiefengesteins seitlich — von Norden her — zwischen die Trachydolerite eingedrungen und hat diese dabei hier ebenso kontakt metamorph verändert, wie es auch bei dem anderen Tiefengesteinsvorkommen in der Ribeira das Voltas der Fall ist, denn diese Umgebungsgesteine der Essexitlakkolithen sind ganz auffallend splitterig und zähe und in ihrem Habitus von den sonstigen Trachydoleriten deutlich abweichend und sie zeigen nach Herrn Dr. FINCKHS Angaben auch unter dem Mikroskop sehr deutliche Kontakterscheinungen (Glimmerneubildungen etc.). Oben auf der Höhe der Soka liegen über dem Essexitlakkolithen lose Blöcke von schwarzem, sehr feinkörnigem, olivinführendem Gestein im Verwitterungsschutt.

Dieser „Essexit“lakkolith ist nun nicht in seiner ganzen Masse einheitlich ausgebildet, sondern zeigt eine ziemlich wechselnde Zusammensetzung aus grobkörnigen und feinkörnigen, helleren und dunkleren Partien, was sich auch in den beiden Analysen ausdrückt. Die pralle, 60 m hohe Wand ist größtenteils unnahbar und unerkletterbar und nur von unten bzw. von der Seite zu betrachten. In etwa dreiviertel der Höhe, wo man von der Seite wieder stellenweise dicht an sie heran kann, ist das Gestein zu einem lockeren, grobkörnigen Grus zerfallen. Von dem Anstehenden sind deshalb im allgemeinen weder von der prallen Wand des Hauptlakkolithen, noch von den glatten, geschlossenen Klippen daneben brauchbare Handstücke loszuschlagen und die wechselnde Natur und die Verbandsverhältnisse der einzelnen Ausbildungen des Gesteins sind also in situ nicht genau festzustellen; ich habe nur ein gutes Handstück von der prallen Wand selbst losschlagen können.

Dagegen liegen unterhalb dieses Lakkolithen in dem ganzen Bachbett der Ribeira de Massapez überall größere oder kleinere Gerölle, die von diesem Lakkolithen stammen und an denen man die sehr verschiedenartig ausgebildeten grobkörnigen und mehr feinkörnigen, helleren und dunkleren, typisch essexitischen, pyroxenreichen und Nephelin- (Sodalith?) -syenitartigen Modifikationen des Gesteins genauer studieren kann.

Diese Gesteine des Sokalakkolithen zeigen grobenteils — nicht immer — eine mehr oder minder deutliche, z. T. eine ganz ausgesprochen und sehr schöne divergent-strahlige Struktur und erinnern zum erheblichen Teil in ihrem äußeren Ansehen sehr auffallend an gewisse schwedische (Aasby) Diabase, die als Diluvialgeschiebe im norddeutschen Flachland nicht selten sind, die allerdings eine wesentlich andere chemische Zusammensetzung haben. Sie ähneln vor allem aber in allen wesentlichen

Eigenschaften den Essexiten des Christianiagebietes, den Mustertypen aus der BROEGGERSchen Suite.

Andere Varietäten des Sokagesteins dagegen haben fast richtungslos gleichkörnige Struktur und zeigen mit bloßem Auge kaum etwas oder überhaupt nichts von der ausgesprochen tafelförmigen Ausbildung der Plagioklase, die in den meisten Varietäten des Gesteins auftritt.

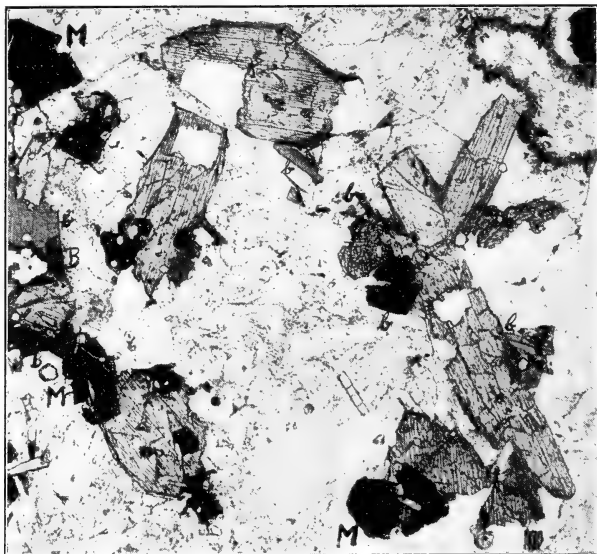
Meistens ist das Gestein ziemlich grobkörnig, es kommen aber auch recht feinkörnige Partien vor. Diese feinkörnigen Abänderungen sind im allgemeinen heller gefärbt als die grobkörnigen, in denen zwar die feldspatreicheren Ausbildungsarten nicht fehlen, die augit- und amphibolreicheren anscheinend aber doch vorwalten.

Diese Unterschiede zwischen den helleren feinkörnigeren und den dunkleren grobkörnigen Varietäten des Sokagesteins prägen sich auch in den Analysen aus. Die Analyse mit dem hohen Kieselsäuregehalt (A) ist von einem recht hellen, mittelkörnigen, stark miarolithischen Gesteinsstück, die mit dem niedrigen Kieselsäuregehalt (C) von einem grobkörnigen und etwas dunkleren Handstück, dem einzigen, das ich vom Anstehenden selbst losschlagen konnte. In den Geröllen des Bachbetts unterhalb des Lakkolithen habe ich noch erheblich grobkörnigere und ganz erheblich dunklere, feldspathärmere und sehr pyroxenreiche Typen beobachtet.

In dem Gestein der Analyse A sind die Feldspathe meistens dicktafelig ausgebildet und nur vereinzelt treten längere dünnere Plagioklasleisten auf; das Gestein der Analyse C dagegen zeigt eine ganz ausgeprägt divergentstrahlige Struktur mit zahlreichen, sich kreuzenden, langleistenförmigen Plagioklasen (siehe Taf. VII, Fig. 2). Das Gestein der Analyse A ist von Herrn FINCKH ursprünglich für einen Sodalithsyenit erklärt worden (diese Zeitschrift, 1903, Seite 119); nachdem aber durch die Analyse das völlige Fehlen jedes Chlorgehaltes in dem Handstück nachgewiesen ist, ist Herr FINCKH geneigt, das isotrope, zuerst als Sodalith gedeutete Mineral nun für Analcim (wahrscheinlich nach Nephelin) anzusprechen und das Gestein als Nephelin-Syenit zu bezeichnen. Außerdem fand Herr FINCKH in dem Gestein einen nicht unbeträchtlichen Orthoklasgehalt, der in den anderen Schliften nicht so hervortretend ist, und Biotit.

Bei der eigenen Durchsicht des Schliffes fand ich neben normalem, farblosem Diopsid auch nicht selten sehr zart gefärbte Augite, die z. T. kaum merklich, z. T. ganz deutlich hellviolett gefärbt sind, sehr unvollkommen auslöschen und nicht selten feine, hellgrüne Ränder mit deutlichem Pleochroismus zu

olivfarbig aufweisen. Diese grünen Ränder entwickeln sich meistens ganz allmählich und ohne scharfen Absatz aus dem ganz zart violett gefärbten Titanaugit. Diese Augite bilden z. T. sehr merkwürdige Durchkreuzungszwillinge und Rosetten und zeigen zum erheblichen Teil idiomorphe Begrenzung.



Mikrophotographie von Prof. SCHEFFER (Zeisswerk).

Fig. 9.

Essexit (Sodalithsyenit) von der Soka bei Porto da Cruz (Vergr. 29).
Gestein der Analyse A.

Der Schliff zeigt die fast farblosen Augite mit zart violetter Schimmer, unvollkommener Auslöschung und schwach ausgebildeter Felderteilung und den ganz zart gefärbten grünen Rändern (im Bild dunkel), am Rande Barkewikit (B), dunkel, mit dem charakteristischen Winkel der Spaltrisse, darüber Biotit (b). Der Biotit (b) setzt sich auch in kurzen schmalen Leisten an die Augite an. Magnetit (M), Apatit in kleinen Durchschnitten und einer kleinen Säule. Der helle Grund wird gebildet von den nicht ganz frischen Feldspäten mit zonar angeordneten Einschlüssen isotroper Substanz und Zersetzungsprodukten.

Ein derartiger Augit zeigte einen doppelten, innen zart olivfarbigen, außen einen feinen grasgrünen Rand. In einem Falle war auch der grasgrüne Ägirin nicht als Rand, sondern als besonderer Krystall an einen andern Augit angesetzt und

ließ durch den Winkel der Spaltrisse sich unmittelbar als Ägirin erkennen. Z. T. sitzt der grasgrüne Ägirin auch als Verbindungsstück zwischen zwei farblosen Diopsiden.

Die Barkewikitischen Hornblenden dieses Schliffes zeigen einen sehr deutlichen Pleochroismus von dunkelbraun zu hellbraun. Arfvedsonit habe ich trotz aller Bemühung weder in diesem Schriff noch in einem sonstigen Schriff der Socagesteine finden können.

Äußerlich im Handstück ähnelt das Gestein am meisten dem Glimmeressexit von Trusop bei Husebyasen bei Acker (No. 9 der BRÖGGERschen Serie); es ist nur viel frischer und zeigt im Schriff nicht soviel Biotit als das norwegische Gestein.

Das zweite nachträglich analysierte und durch Schriffe untersuchte Handstück von dem Sokalakkolithen, das ich dort selbst an Ort und Stelle geschlagen und selbständig untersucht habe (Analyse C), zeigt sehr zart violettbräunlich gefärbte Titanaugite mit schöner Felderteilung, z. T. deutlich pleochroitisch, teilweise mit Andeutungen grünlicher Ränder, z. T. aber mit einem sehr deutlichen, feinen Rand von hellgrün zu intensivgrün pleochroitischem Ägirin. Außerdem enthält es große Magnetitkörner mit angesetztem Biotit, große Olivinkörner, lange Barkewikit- und lange Apatitsäulchen, sehr stark verzwilligte Plagioklasleisten mit divergent-strahliger Anordnung, etwas Orthoclas mit unregelmäßig fleckiger Auslöschung.

Die Analyse dieses Handstückes ergab einen sehr merklichen Chlorgehalt und in den Zwickeln zwischen den divergent-strahligen Plagioklasen findet sich nicht selten ein allerdings nicht krystallographisch begrenztes, isotropes Mineral, das nach dem Chlorgehalt der Analyse und seinen sonstigen Eigenschaften nun wohl wirklich Sodalith sein dürfte¹⁾.

Dies Handstück ist sehr ähnlich (nur feinkörniger) dem Essexit Nr. 2 der BRÖGGERschen Serie (von Berget unterhalb Sölvberget).

Die zartgrün bis intensiv grasgrün gefärbten Ränder der Augite und die selbständigen grünen Krystalle dieser „Essexite“ stimmen in allen beobachtbaren Eigenschaften so genau mit den Schulbeispielen der Ägirine im Berliner mineralogischen Institut und mit den Ägirinen der Teschenite, Theralite und der norwegischen ägirinführenden Gesteine überein, daß die Identität des Minerals nicht zweifelhaft sein kann.

¹⁾ Vgl. dazu J. E. HIBSCH: Über Sodalithaugitsyenit im böhmischen Mittelgebirge. TSCHERMACKS mineral-petrogr. Mitt., Band 21, 1902, Seite 759 (xenomorph-begrenzte Sodalithe).

Sehr auffallend ist es, daß, während in einigen dieser „Essexit“-Schliffe die Augite eine mehr oder minder vollständige idiomorphe Begrenzung zeigen, sie in andern Stellen der Schliffe sich in die freien Räume zwischen die Plagioklase einklemmen bzw. diese teilweise umwachsen, in andern Schliffen des Soka-gesteins sie sich aber im wesentlichen ohne eigene Begrenzung nur in die Zwickel zwischen die Plagioklase einklemmen. In einigen Schliffen des Soka-„Essexits“ hat Herr FINCKH auch noch Nephelin nachgewiesen.

In einem Essexitstück der STÜBELSchen Sammlung aus der Ribeira de Massapez fanden sich besonders viele und große, tiefbraune Barkewikite, sehr stark pleochroitisch (tiefbraun zu ganz hellbraun), mit schöner prismatischer Spaltbarkeit und größtenteils stark resorbiert, mit auffälligen Anhäufungen von Magnetit umgeben und z. T. von Augit umwachsen.

Der Schliff enthält auch sehr viel tiefbraunen, stark pleochroitischen Biotit, der z. T. nur schwer von Barkewikit (bei Schnitten mit annähernd gerader Auslöschung) zu unterscheiden ist, sehr oft mit reichlichem Magnetit zusammen liegt und z. T. ebenfalls von Augit umwachsen ist.

Ich kann mich beim Studium dieses Schliffes kaum des Eindrucks erwehren, ob diese mit so viel Magnetit zusammenliegenden und von Augit umwachsenen Biotite nicht im kausalen Zusammenhang mit den Resorptionserscheinungen an den großen Barkewikiten stehen, und sozusagen Umbildungs- (Umschmelzungs-)produkte desselben sind. (Vgl. die späteren Bemerkungen über Resorptionserscheinungen in Trachycleriten, Seite 434 und 436.)

Ein ganz grobkörniges und sehr helles, feldspatreiches Gerölle der Soka-„Essexits“ zeigt eine besonders schöne divergentstrahlige Struktur; viele dieser Essexite zeigen mehr oder minder deutlich die später noch öfter zu erwähnende eigentümliche „scherenartige“ Verwachsung der großen Plagioklastafeln, die auch so auffallend bei den Essexitporphyriten auftritt, derart, daß die großen Plagioklastafeln an einem Ende ganz dicht zusammenliegen, am andern Ende aber durch ganz schmale, zwischengeklemmte Keile anderer Mineralien (wesentlich von Augit) getrennt werden.

Unmittelbar unter der untersten seitlichen, kleineren Essexitklippe der Soka, steht ein grünlich-schwarzes, grob porphyrisch-krystallines, aber anscheinend vollkrystallines Gestein an, das offenbar im engsten örtlichen und ursächlichen Zusammenhang mit dem „Essexit“ steht, zwischen diesem und den unterliegenden, eigentümlich seidenglänzenden, splittrigen Trachydoleriten liegt,

die sonst die Unterlage des „Essexits“ bilden, und das anscheinend nur ganz geringen Umfang und Ausdehnung hat. Dieses eigentümliche Gestein, das ganz sicher kein Ergußgestein und auch kein Ganggestein ist, sondern irgendwie zum „Essexit“ gehört, soll etwas später im Zusammenhang mit einem andern analogen Vorkommen in der Ribeira de Massapez besprochen werden.

Wahrscheinlich von einem Gerölle des Sokalakkolithen stammt auch die in ROSENBUSCH „Elementen“, Seite 433, No. 28 veröffentlichte Analyse des „Diabases“ von der „Ribeira de Massapez“ (Nr. I der Analysentabelle, Seite 399), was mir nach dem Analysenresultat und meiner Kenntnis der örtlichen Verhältnisse am wahrscheinlichsten ist (vgl. die Bemerkung weiter unten Seite 380).

Auf die wesentlichen strukturellen Unterschiede in den verschiedenen Modifikationen der Essexite von Madeira (größtenteils idiomorphe und allotriomorphe Begrenzung der Pyroxene, richtungslos körnige und divergent-strahlige Struktur) bin ich leider erst ganz zum Schluß der Bearbeitung nach eingehendem Vergleich aller in Betracht kommenden Schiffe selbst und der Literatur¹⁾ aufmerksam geworden. Hätte ich die Schiffe schon vor der zweiten Reise 1907 durchgesehen gehabt, so hätte ich mich an Ort und Stelle noch eingehender bemüht, über die Verteilung der einzelnen Modifikationen in dem Gesteinskörper Klarheit zu gewinnen.

In dem Bachbett und in den Ufern unterhalb des Sokalakkolithen treten beim Talabwärtswandern dann zunächst überall die dunkel-grünlichgrauen, dichten, z. T. seidenglänzenden Trachydolerite auf, aber bald ohne den auffallend splittrigen Bruch, den sie dicht neben dem Essexitlakkolithen zeigen, und z. T. in sehr schöner, plattiger, steilstehender Absonderung; z. T. sind diese Platten der Trachydolerite auch noch in unregelmäßige Kugeln aufgelöst.

Weiter unterhalb treten dann streckenweise auch grünliche Mandelsteine auf, sowie grobe, feste Breccientuffe mit eckigen Trümmern bis zu $\frac{1}{2}$ m Durchmesser und Konglomerattuffe, mit sehr großen gerundeten, bis meterdicken und z. T. anscheinend abgerollten Trümmern. (Abbildung Seite 368 und 379.)

Noch weiter unterhalb treten in den plattig abgesonderten bzw. zerklüfteten, dunkelgrauen, dichten Trachydoleriten, deren Platten z. T. noch kugelige Absonderung zeigen, mehrfach bis 70 cm starke Gänge vollkrystalliner, dunkler, z. T. sehr

¹⁾ ERDMANNSDÖRFFER: Die silurischen Diabase des Bruchbergackerguges. Jahrb. d. geol. L. A., 1908.

dunkler, ziemlich feldspatarmer Tiefengesteine auf, die ebenso wie die Trachydoleritplatten N 45° W streichen und die nur in die festen plattigen Gesteinen, nicht aber in die darüberliegenden Breccientuffe eingedrungen sind. Das sind offenbar



C. GAGEL phot.

Fig. 10.

Essexitgang (E) im Trachydolerit (T),
überlagert von groben Breccientuffen.
Ribeira de Massapez.

die von HARTUNG erwähnten Diabase und vielleicht?? das Gestein, dessen schon oben erwähnte Analyse in ROSENBUSCH „Elementen“, 1910, Seite 433, Nr. 28 mitgeteilt ist¹⁾.

¹⁾ Herrn WÜLFING, den ich um Zusendung des Belegstückes des analysierten „Diabases“ bat, teilte mir freundlichst mit, daß dieses Belegstück in Heidelberg nicht mehr zu finden sei, sodaß eine sichere Bestimmung durch Vergleichung nicht mehr möglich ist.

Das Gestein ähnelt sehr den mehr dunkeln Ausbildungsformen des Sokalakkolithen; es ist ziemlich grobkörnig und zeigt ganz unverkennbar bzw. besonders schön die divergentstrahlige Struktur mit bis über zentimeterlangen, z. T. ziemlich dicken, öfter aber auch ganz dünnen Plagioklastafeln, sehr viel Augit, etwas Amphibol und sehr reichlich Magnetit. Es hat einige Ähnlichkeit im Mineralbestand mit einem der später zu besprechenden dunkeln, grobkörnigen Essexite aus der Ribeira das Voltas, bei dem aber die divergentstrahlige Struktur erheblich weniger deutlich ist.

Sollte die ROSENBUSCHSche Analyse wirklich von einem dieser Vorkommen, die die einzig anstehenden in der Ribeira de Massapez unterhalb der Soka sind und nicht (wie oben vermutet) von einem losen Gerölle des Sokalakkolithen selbst stammen, das aus dem Bachbett der Ribeira de Massapez aufgegeben ist, so wäre der hohe Kieselsäuregehalt von 49,15 Proz. für dieses anscheinend sehr basische, dunkle Gestein höchst auffallend. Daß die ROSENBUSCHSche Analyse aber eventuell doch zu diesem gangartigen Vorkommen in der Ribeira de Massapez unterhalb der Soka gehören könnte, dafür würde vielleicht die Bezeichnung „Diabas“ sprechen; der Gestein von dem Seite 379 abgebildeten Gang ist wohl das bei weitem diabasähnlichste von allen mir aus der Ribeira de Massapez bekannten Gesteinen.

Auch hier zeigen die dünnen, sehr stark verzwilligten Plagioklastafeln z. T. sehr schön die schon erwähnte, eigentümliche „scherenartige“ Verwachsung, wie bei den Essexitporphyriten, die in der Nähe als Gerölle gefunden sind.

Auch in dem rechten Nebenbach der Ribeira de Massapez, der die Kuppe der Achada im Westen begrenzt, tritt in dem Bachbett selbst als flache Kuppe ein Tiefengestein auf, aber hier ein ganz dunkles, ultrabasisches, von mir im Felde als „peridotitähnlich“ bezeichnetes, aber noch etwas plagioklasaltiges Gestein, das hier auf mehrere Meter Erstreckung aus der Tiefe zutage tritt, dessen Liegendes aber bei der geringen Tiefe des Aufschlusses nicht zu beobachten ist. Etwa 30 Meter unterhalb — bachabwärts — treten aber aus dem Böschungsschutt wieder ganz helle, feinkörnige Trachydolerite hervor.

Die sehr hellen trachytoiden Trachydolerite der Achada, die (nicht unmittelbar, sondern mehrere Meter darüber) über diesen dunklen, ultrabasischen, grobkristallinen Gesteinen zutage treten, sind in ihren untersten Platten ganz auffallend mürbe und weitgehend zersetzt und erst über diesen ganz

zersetzten Partien folgen mit ganz scharfer Grenze ganz helle, plattige, frische „Trachyte“ (trachytoide Trachydolerite!).

Daß dieses grob- und vollkrystalline, ultrabasische („peridotit-artige“) Gestein in dem Nebental der Ribeira de Massapez ebenfalls nicht „altes Grundgebirge“, sondern eine ebensolche lakkolithartige Intrusion innerhalb der jungen Ergußgesteine ist wie die „Essexite“ an der Soka und in der Ribeira das Voltas, ist nach der ganzen Situation völlig sicher; dafür spricht außer dem Augenschein an Ort und Stelle und der Analogie mit den andern Vorkommen auch die relative Frische des Gesteins. Ein wirklich altes derartiges Gestein, das als denudierte ältere Grundlage unter den jungen, stark zersetzten Gesteinen läge, müßte doch noch viel stärker zersetzt sein und könnte keine unzersetzten Olivine mehr enthalten, wie es zum sehr großen Teil noch der Fall ist. Dagegen ist die starke Zersetzung der unmittelbaren Hangendschichten durch pneumatolytische Vorgänge bei der Intrusion dieses ultrabasischen Tiefengesteins sehr wohl verständlich.

Dieses ziemlich grobkörnige, schwarzgrüne, nicht ganz frische Gestein (Analyse E, Seite 399) besteht im wesentlichen aus größeren Körnern von schwarzem Augit und grünlichem Olivin. Unter dem Mikroskop sieht man zwischen diesen großen Augiten und Olivinen eine viel feinkörnigere, an Masse sehr zurücktretende Gesteinsmasse, die hauptsächlich aus recht kleinen Plagioklasen, unbestimmbaren Mineralkörnern, Zersetzungsprodukten (Calcit) sowie Erzkörnchen besteht.

Die Olivine sind zum erheblichen Teil noch ziemlich frisch und glänzend, z. T. aber schon deutlich angegriffen und serpentinisiert. Die Augite sind z. T. Diopside, z. T. scheinen sie mir nach dem schwach violetten, bzw. bräunlichen Ton und der unvollkommenen Auslöschung, sowie nach der allerdings meistens nur sehr schwach angedeuteten Sanduhrstruktur, z. T. aber recht schönen Felderteilung titanhaltige Augite zu sein.

Sie zeigen z. T. Andeutungen von Schalenbau und sind vom Rande her größtenteils sehr merkwürdig angefressen, resorbiert und angeschmolzen in einer meistens schmalen Zone, parallel der ursprünglichen (noch erkennbaren), jetzt ganz zackigen Begrenzung (vgl. Tafel VII, Fig. 1).

Wie aus einzelnen stehengebliebenen, nicht resorbierten Fetzen zu ersehen ist, muß diese umgeschmolzene Zone z. T. aber eine recht erhebliche Breite gehabt haben.

Ich habe eine derartige Erscheinung nur noch bei einem anderen Gestein Madeiras beobachtet; sie erinnert lebhaft an die von RINNE beschriebenen protogenen Augite der nordwest-

deutschen Basalte¹⁾, nur daß ich hier die von RINNE erwähnten Einschlüsse im Augit nur in minimalem Umfange gefunden habe (kleine Schnüre von Magnetitkörnchen an älteren Krystallgrenzen).

Dies Gestein steht insofern in einem bemerkenswerten Gegensatz zu den andern vollkrystallinen Gesteinen Madeiras, als die zwischen den großen Augiten und Olivinen liegenden Plagioklasleisten und Magnetitkörnchen sehr viel kleiner sind, sodaß das Ganze einen erheblich porphyrischen Eindruck macht. Indessen ist das Gestein, soweit ich es wenigstens bei der z. T. nicht unerheblichen Zersetzung erkennen kann, durchaus vollkrystallin (eine Glasbasis habe ich nicht finden können) und nach den Lagerungsverhältnissen ganz sicher eine lakkolithartige oder lagerartige Intrusion — ein Gang ist es gewiß nicht und eine Decke bezw. ein Strom auch nicht — so daß es mir immerhin am besten bei den Tiefengesteinen untergebracht erscheint. Ich möchte aus später (Seite 395) noch zu erörternden Gründen dies Gestein nicht in eine der bekannten Gesteinsarten hineinpressen, sondern ihm einen besonderen Namen geben und es Madeirit nennen.

Auf das andere, schon vorher erwähnte (S. 377) Gestein, das dieselbe Beschaffenheit und dieselbe merkwürdig angefressenen, bezw. angeschmolzenen Augite zeigt, bin ich leider erst ganz zum Schluß, nach Abschluß der Arbeit wieder aufmerksam geworden, da das betreffende Handstück verlegt, bezw. an unrichtiger Stelle aufbewahrt war.

Es ist wesentlich frischer, schwarz, bezw. grünlich-schwarz, porphyrisch (auf den ersten Blick grobkrystallin erscheinend), mit reichlich großen Augiten und Olivinen und einer dazwischenliegenden, an Volumen viel geringeren, feinkörnigen, schwarzen „Zwischenmasse“. (Siehe die Farbentafel VII, Fig. 1.)

Im Schliff zeigt dieses Gestein eine feinkörnige, aus polysynthetisch verzwilligten Plagioklasleisten und aus kleinen, z. T. deutlich violetten Augiten bestehende „Grundmasse“, in der einzelne, etwas größere Plagioklase stecken, reichlich Magnetit in Körnern, in unregelmäßig begrenzten Lappen und als feinen Staub, sowie allerlei Zersetzungsprodukte. Die etwas größeren Augite, die dazwischenliegen, sind zum erheblichen Teil resorbiert oder zersetzt und mit Wolken von Magnetitstaub umgeben bezw. erfüllt; ebenso finden sich solche Magnetitstaubanhäufungen um die etwas angegriffenen und serpentinierten Olivine. Auch sonst finden sich noch allerlei unbestimmbare Zersetzungsprodukte.

¹⁾ RINNE: Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiet der Weser. I. Jahrb. der pr. geol. L.-A. XIII 1892. S. 10—15, Tafel VI. Fig. 3.

In dieser fein- und gröberkörnigen „Grundmasse“ liegen nun dicht gedrängt große, fast frische, nur wenig vom Rande bzw. von Spalten aus serpentinierte Olivine, besonders große, farblose, diopsidartige Augite und große und mittlere, mehr oder minder deutlich violett bzw. bräunlich gefärbte Titanaugite, letztere meistens mit deutlichem Schalenbau (intensiver violett-gefärbten Mänteln), und derartige (allerdings zarter gefärbte) schmale Mäntel finden sich auch bei einzelnen der großen, farblosen Augite.

Alle diese Augite zeigen eine z. T. ungewöhnlich schöne prismatische Spaltbarkeit und dieselben merkwürdig resorbierten bzw. umgeschmolzenen zackigen Ränder.

Der Gegensatz zwischen den ganz großen, angeschmolzenen diopsidartigen Augiten und den kleinen Augiten der Grundmasse ist hier nicht so ausgeprägt wie bei dem analysierten Madeirit, da besonders die Titanaugite ziemlich in allen Größen und Übergängen vorkommen.

Es ist besonders bei diesem Gestein ganz offensichtlich, daß die Resorption bzw. Umschmelzung der Augite erst begonnen hat, nachdem sich mehr oder minder dicke, violette, titanhaltige Ränder und Mäntel um die garnicht oder schwächer titanhaltigen Augite gebildet hatten und die zackige Zerrissenheit der Ränder ist hier noch viel erheblicher als bei dem zuerst beschriebenen Vorkommen des Madeirits.

Dies Gestein ist, wie schon erwähnt, ebenfalls an einer höchst auffallenden Stelle gefunden; es liegt an der Soka unter dem „Essexit“ und zwar nicht unter dem Hauptstock sondern unter der ersten, östlich davon und etwas höher über dem Bach herauskommenden, kleinen, isolierten Klippe desselben (vergl. die Abbildung Seite 372) und ich habe das Gestein damals an Ort und Stelle ohne weiteres für die ultrabasische Randfacies des Essexitlakkolithen gehalten. Ein unmittelbarer Zusammenhang mit dem „Essexit“ war allerdings nicht zu beobachten, da zwischen diesem schwarzen, grobkörnigen, porphyrischen Gestein und dem helleren gleichkörnigen Essexit noch einige Meter mit Abhangsschutt bedeckt sind; von dem den eigentlichen Essexitlakkolithen unterlagernden und so merkwürdig veränderten, ganz feinkörnigen, splittrigen Effusivgesteinen ist das Gestein räumlich und dem Aussehen nach durchaus getrennt und verschieden.

Es hat — soweit ich wenigstens feststellen konnte — eine räumlich ganz beschränkte Verbreitung nur unter den Klippen des „Essexits“; darunter im Bachbett steht schon das splittrige, feinkörnige Effusivgestein an, das auch die pralle Wand neben

dem Essexitlakkolithen größtenteils zusammensetzt; ein Gang oder ein größeres selbständiges Lager kann es nicht sein, sondern muß in irgend einer Kausalverknüpfung mit dem „Essexit“ stehen; wahrscheinlich als randliche Apophyse, wenn es nicht direkt die Randfacies ist.

Ich möchte es daher auch jetzt noch für die ultrabasische, porphyrisch ausgebildete Randfacies des Essexits halten, die an der Kontaktfläche besonders schnell erstarrte, oder vielleicht apophysenartig ausgestoßen wurde und daher so ungleichkörnig wurde, ohne allerdings diese Auffassung als die allein mögliche hinstellen zu wollen.

Es ist jedenfalls sicher, daß dieses Gestein eine höchst absonderliche Bildungsgeschichte gehabt hat und kurz vor der Erstarrung unter ganz abnorme Verhältnisse gekommen sein muß, wodurch diese so ungewöhnliche Resorption und Umschmelzung der Augite bedingt ist. Ob man das Gestein definitiv bei den Tiefengesteinen belassen will, wohin ich es nach langem Zaudern aus den erwähnten geologisch-stratigraphischen Gründen gestellt habe, oder ob man es sonst anderswo im System einschachteln will, ist m. E. eine Frage von ganz sekundärer Bedeutung.

Für die Auffassung als direkte oder indirekte ultrabasische Randfacies des „Essexits“ spricht m. E. außer dem geologischen Befund auch der ganz ungewöhnlich große Gehalt an den großen protogenen Augiten mit den Resorptions-, bezw. Umschmelzungserscheinungen und an großen, z. T. auch umgeschmolzenen Olivinen. — Ich kann mich, wie schon erwähnt (mit einer Ausnahme, vergl. S. 441), nicht erinnern, in einem anderen Effusivgestein Madeiras derartige protogene Augite gefunden zu haben.

In der Struktur hat das Gestein, wie ich aus einer eben erschienenen Arbeit von QUENSEL¹⁾ ersehe, unverkennbare Ähnlichkeit mit den Picritbasalten von Mas a fuera, die dort in Form von Gängen auftreten und in einer Grundmasse von Feldspatleisten und rosagefärbten Titanaugiten sehr große Einsprenglinge, aber nur von Olivin enthalten, während hier die größeren und kleineren Einsprenglinge von Augit denen des Olivins an Zahl mindestens gleichkommen, bzw. sie noch übertreffen. Dementsprechend zeigt die Analyse des Picritbasaltes fast doppelt so viel Magnesia und nur halb soviel Kalkgehalt, während die Übereinstimmung in den übrigen Bestandteilen eine sehr bemerkens-

¹⁾ QUENSEL: Die Geologie der Juan Fernandezinseln. Bull. geol. Inst. Upsala XI, 1912. Seite 286.

werte ist. Das entsprechende gilt auch von dem Picrite feldspatique von Papenoo Tahiti, den LACROIX¹⁾ beschrieben hat.

Während aber die Picritbasalte von Mas a fuera in Form von Gängen und Lagern auftreten, ist das, wie schon erwähnt, bei dem Madeirit nach meinen Beobachtungen nicht der Fall.

Die grünlichen, z. T. stark zersetzten Mandelsteine, die unterhalb dieser Stelle sowohl in dem Nebenbachtale wie in der Ribeira de Massapez auftreten, sind offenbar die „Diabasmandelsteine“ HARTUNGS; sie wechsellagern in beiden Tälern mehrfach mit den auffallend seidenglänzenden, dunkelgrünlich-grauen Trachydoleriten, wodurch schon allein ihre angebliche Natur als „altes Grundgebirge“ widerlegt wird.

Hier in dem Bachbett der Ribeira de Massapez weiter unterhalb findet man auch reichlich Gerölle der so auffallenden Essexitporphyrite; Gesteine, die, wie später auseinandergesetzt werden wird, schon aus rein mineralogischen Gründen offenbar in einem direkten genetischen Zusammenhang mit den essexitartigen Tiefengesteinen stehen müssen.

Es gelang leider nicht, in den z. T. dicht bewaldeten und schwer zugänglichen, z. T. gut kultivierten Talböschungen mit dem vielen Abhangschutt das Anstehende dieser so auffallenden Essexitporphyrite zu finden.

Eine weitere Stelle, an der die essexitartigen, vollkrystallinen Gesteine anstehen, liegt in dem Bachbett, das von dem Lamaceiraspaß herunterkommend östlich längs der nach Porto da Cruz ziehenden Straße verläuft.

Diese Stelle ist mir im Seminar zu Funchal, wo ich mich nach der Fundstelle der dort aufbewahrten Essexite erkundigte, ganz genau bezeichnet worden, so daß ich sie sofort fand, führt aber jetzt meistens den Namen Ribeira das Voltas, während v. FRITSCH die Fundstelle der von ihm untersuchten, vollkrystallinen Gesteine als Ribeira de Majade (Najade?) bzw. Majato bezeichnet. In dem von den Eingeborenen jetzt als Ribeira de Majade bezeichneten und mir gezeigten Tal sind aber bis ganz oben hinauf bis zur Rocha branca ganz sicher keine Tiefengesteine vorhanden; auch sind in Porto da Cruz und Funchal keine weiteren Fundstellen vollkrystalliner Gesteine bekannt und sowohl die v. FRITSCHschen Handstücke wie auch seine Angabe „zwischen altem und neuem Portellaweg“ stimmen mit meinen eigenen Funden gut überein. Auf einer der v. FRITSCHschen Etiketten steht allerdings „erstes Tal, das

¹⁾ LACROIX: Les roches alcalines de Tahiti. Bull. soc. geol. de France X, 1910. Seite 119.

den alten Portellaweg schneidet“, was auf meine Fundstelle nicht zutreffen würde, die nach dem von mir verfolgten Wege als zweites Tal zu bezeichnen wäre.

Es ist also immerhin nicht unmöglich, daß in einem der von mir nicht besuchten Seitentäler noch eine weitere Fundstelle verborgen ist, von der die v. FRITSCHSchen Handstücke stammen; sie muß dann aber — nach diesen Handstücken — jedenfalls dieselben Gesteine enthalten, wie die meinige, jetzt allein in der Gegend bekannte.

Diese meine Fundstelle in dem Tal, das fast allgemein jetzt als Ribeira das Voltas bezeichnet wird, das ich aber auch

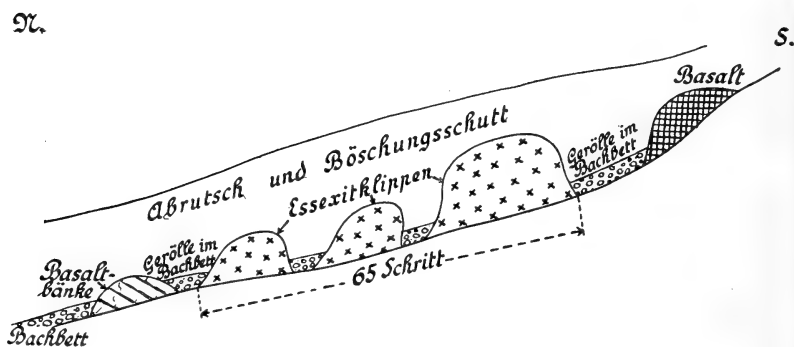


Fig. 11.

Lagerungsverhältnisse der Essexite in der Ribeira das Voltas.

Die „Basalte“ dieser Skizze haben sich bei mikroskopischer Untersuchung als Trachydolerite erwiesen!

Ribeira da Quedagorda habe nennen hören, findet man sehr leicht, wenn man von dem etwa halbwegs zwischen Porto da Cruz und dem Lamaceiraspaß an der Straße gelegenen einsamen Wirtshaus nach dem Bachbett herunterklettert und dann in dieser ziemlich steil, z. T. mit Stromschnellen herunterkommenden Runse bachaufwärts geht bzw. steigt. Man kommt dann zuerst an dunkle basaltoide Gesteinsbänke, die im Bach bzw. in den Ufern anstehen und offensichtlich in den Berg hinein und talaufwärts einfallen. Ganz wenige Meter oberhalb treten dann die prallen Klippen der Essexite aus dem Bachbett bzw. unmittelbar daneben aus der Böschung hervor und lassen sich 65 Schritt bachaufwärts verfolgen. Der Bach stürzt mehrfach in kleinen Schnellen darüber; die unmittelbare Umgebung der aus der westlichen Uferböschung hervortretenden Klippen ist mit Verwitterungs- und Abhangsschutt bedeckt, so daß der un-

mittelbare Kontakt der Essexite mit den jungvulkanischen Ergußgesteinen der Ufer nicht zu beobachten ist; weiter oberhalb stehen wieder dunkle, basaltähnliche Gesteine an; unmittelbar unter den Essexitklippen liegen im Bachbett soviel grobe Schotter, daß auch hier der Kontakt bzw. die untere Grenze nicht zu erkennen ist.

Nach der ganzen Situation ist es offensichtlich und unbezweifelbar, daß hier ein ebensolcher Lakkolith von Essexiten mitten in den jungen Effusivgesteinen liegt, wie an der Soca, wenn man hier auch nicht so annähernd senkrecht unter der Unterkante der Essexite die Lavabänke beobachten kann, wie an der Soca selbst. Auch hier zeigen die dunklen „basaltartigen“ Gesteine über und unter den Essexitklippen nach Herrn Dr. FINCKH deutlichste kontaktmetamorphe Einwirkungen (Glimmerneubildungen) und auch „Basaltmandelstein“-Gerölle aus diesem Bach, die zusammen mit Essexitgeröllen gesammelt wurden, zeigen derartige Kontakterscheinungen. Auch hier ist der Essexitlakkolith nicht ganz einheitlich ausgebildet und zeigt in den einzelnen Klippen verschiedene hellere und dunklere, gröbere und feinere Varietäten; in den losen Blöcken, die unterhalb der anstehenden Klippen im Bachbett als Gerölle liegen, kommen sogar noch andere, erheblich feinkörnigere und etwas hellere Modifikationen vor, die in den anstehenden Klippen nicht zu beobachten waren und jetzt unter dem Abhangsschutt oder den Bachalluvionen verborgen sein müssen. Oberhalb der obersten Klippe habe ich keine Essexitgerölle im Bach mehr beobachtet. (Siehe Lit. Nr. 14, Seite 118 u. 119. Vergl. hierüber auch die Schilderungen HARTUNGS in seinem Werk über Fuerteventura und Lanzarote, wo er die „Syenite“ Madeiras mehrfach erwähnt und bespricht.)

Da oberhalb der Essexitklippen in der Rib. das Voltas keine Essexitgerölle im Bach mehr gefunden sind, so ist auch meine früher geäußerte Vermutung, daß das lose gefundene, helle Stück (Analyse B) von weiter oberhalb stammen könnte, dahin zu berichtigen, daß es von demselben Ort, aber von einer Stelle zwischen den Klippen stammen muß, die jetzt von Abhangsschutt, bzw. von Alluvionen bedeckt ist.

Bemerkenswerter Weise zeigen die beiden Analysen der Essexite von der Rib. das Voltas ähnliche Unterschiede wie die beiden Analysen der Socagesteine; trotzdem gerade die analysierten Gesteinsproben äußerlich recht wenig Ähnlichkeit mit einander haben; es wurden bei der Auswahl der Analysen absichtlich möglichst verschiedenartig aussehende Proben ausgesucht.

Die divergentstrahlige Struktur ist bei diesen Gesteinen aus der Rib. das Voltas im allgemeinen lange nicht so deutlich, wie bei den Gesteinen der Soca ausgebildet, sondern beim Betrachten mit bloßem Auge eigentlich nur ganz schwach angedeutet durch die nicht gerade häufig in dem ziemlich grob- und richtungsloskörnigen Gestein auftretenden, dicktafeligen Plagioklase. Unter dem Mikroskop tritt die divergentstrahlige Anordnung der Plagioklase schon viel deutlicher hervor.

Nur das ziemlich feinkörnige helle, nach Herrn FINCKH so stark arfvedsonithaltige und barkewikithaltige Gestein B der Analysentafel Seite 399, das nur als Gerölle gefunden wurde, zeigt schon mit bloßem Auge, bzw. mit der Lupe sehr schön die zahllos sich kreuzenden, dünnen, langen, feinen Plagioklas tafeln und zeigt diese divergentstrahlige Struktur unter dem Mikroskop in schönster Ausbildung. Das Gestein weist auch einen Gehalt an Calcit auf, der mindestens zum erheblichen Teil sicher durch Zersetzung der Augite und Plagioklase entstanden ist, z. T. aber auch in den Zwickeln zwischen noch ganz frischen Plagioklasen und neben noch ganz frischen Augiten sitzt, ohne daß in der unmittelbaren Umgebung zersetzte Mineralien zu beobachten wären, aus deren Umwandlung er entstanden sein könnte.

Das Gestein ist auch reich an Pyrit, sehr reich an Apatit und zeigt merkwürdiger Weise auch einen Gehalt an freiem Quarz, sodaß es daraufhin zuerst von Herrn FINCKH als den Alkaligraniten nahestehend bezeichnet (Diese Zeitschrift 1903, S. 118), dann aber als Quarzessexit bzw. Orthoclassessexit angesprochen wurde.

Dies helle Gestein der Analyse B zeigt sehr viel Apatit, ziemlich viel Magnetit und etwas Biotit; auch hier haben die sehr zart gefärbten (Titan)augite z. T. einen sehr zarten, feinen, verfließenden grünlichen Rand (wie Abbildung S. 375, Fig. 9) von Aegirinaugit, der aber lange nicht so scharf und so schön grün ist, wie bei manchen Soca essexiten.

Die Barkewikite zeigen Pleochroismus von dunkelbraun zu olivbraun; in Schnitten parallel der C-Achse hellrötlichbraun zu hellgrünlich-gelblich; es sind z. T. ziemlich lange Säulen.

In diesem nur als Gerölle gefundenen, ganz hellen Quarzessexit kommt neben den auch in den andern Essexiten vorhandenen, schon erwähnten, wesentlichen Mineralien, Plagioklas, Orthoklas, Biotit, Barkewikit und spärlichem Augit (z. T. ganz zart rötlich gefärbt), Apatit und Magnetit auch in sehr geringen Mengen ein ziemlich tiefblau gefärbtes, stark pleochroitisches Mineral mit ausgezeichneter, paralleler Spaltbarkeit vor, das fast immer mit

Biotit, seltener mit barkewikitischer Hornblende verwachsen ist und sicher der von L. FINCKH erwähnte Arfvedsonit ist. Die seltenen Krystalle sind sehr klein und deshalb schwer genau zu bestimmen, ich habe dieses tiefblau bis intensiv grünblaue Mineral, dessen Pleochroismus in den vorhandenen Schnitten nach zart blaugrau wechselt, in keinem andern Schliiff der Madeiragesteine gefunden.

Mit dem Arfvedsonit der Ganggesteine des Christiania-eruptivgebietes stimmt es nicht ganz genau überein, der Pleochroismus ist ein etwas anderer; doch ist an der Identität, bzw. an der Bestimmung als Arfvedsonit wohl nicht zu zweifeln.

Orthoklas ist in diesen Essexiten von der Ribeira das Voltas im allgemeinen ziemlich spärlich vorhanden.

Neben dem Magnetit kommt besonders in der Umgebung großer, ganz zersetzter, bzw. fast völlig umgewandelter Krystalle (von Diopsid?) öfter in größeren aber krystallographisch nicht scharf begrenzten Massen ein tief rotbraunes, fast undurchsichtiges Mineral vor, das anscheinend schief auslöscht und das ich nicht sicher bestimmen kann (Ilmenit?)

Das Gestein der Analyse D zeigt bei den stark verzwilligten Plagioklasen da, wo der Schnitt annähernd parallel der Zwillingsfläche verläuft, die Zwillingslamellen also sehr breit sind, daß diese Plagioklase einen ganz ausgezeichnet schaligen Aufbau besitzen. Die Barkewikite sind hier nur klein; hell- und dunkelbraun pleochroitisch in Schliffen quer zur C-Achse. Z. T. sind sie angewachsen an Magnetit, z. T. mit Augiten verwachsen. In Schliffen parallel der C-Achse ist der Pleochroismus zart rötlichbraun und zart grünlichgelb; außerdem enthält der Schliiff Biotit, viel Magnetit, etwas Olivin.

In den anstehend gefundenen Essexiten in der Rib. das Voltas, die im Schliiff z. T. eine ganz ausgezeichnet divergentstrahlige, z. T. eine annähernd richtungslos körnige Struktur zeigen, sind die Augite z. T. ohne oder ohne wesentliche eigene Begrenzung zwischen die sich kreuzenden breiten Plagioklastafeln zwischengeklemmt, z. T. zeigen sie deutlich idiomorphe Begrenzung und erstrecken ihre vorspringenden Ecken in die Plagioklastafeln hinein; einzelne der Augite zeigen einen ausgezeichnet zonaren Aufbau, andere mehr oder minder deutliche Felderteilung. Auch einzelne Plagioklase zeigen sehr schön den zonaren Aufbau, der sich stellenweise in ausgezeichneter Weise quer durch die verschiedenen polysynthetischen Zwillingslamellen verfolgen läßt.

Auch bei der Durchsicht dieser Schliffe aus der Rib. das Voltas fand ich, daß auch in diesen Essexiten die Augite

neben Diopsid zum erheblichen Teil Titanaugite sein müssen, nach dem allerdings sehr zarten, manchmal kaum angedeuteten, violetten Farbenton und der schönen Felderteilung sowie der unvollkommenen Auslöschung zu urteilen.

Soweit sich nach den bisher analysierten Handstücken und deren Schliffen urteilen läßt, scheinen die vorwiegend idiomorph begrenzten Augite in den mehr sauren Essexit-varietäten, die ohne wesentlich idiomorphe Begrenzung zwischen die Plagioklase eingeklemmten Augite vorwiegend in den basischen Ausbildungsformen aufzutreten, doch ist anscheinend der Unterschied kein prinzipieller und scharfer, und es finden sich Schliffe, an denen man nicht gut entscheiden kann, welche Ausbildung der Augite überwiegt.

Es mag nochmals besonders hervorgehoben werden, daß sowohl an der Soca wie in der Rib. das Voltas die Tiefengesteine dem Augenschein nach je einen einheitlichen Gesteinskörper bilden (besonders abgesetzte Gänge innerhalb des anstehenden „Essexits“ konnten jedenfalls nicht beobachtet werden) und daß diese beiden, chemisch ziemlich verschiedenen Ausbildungsformen des Gesteines in diesen anscheinend einheitlichen, räumlich ziemlich beschränkten Gesteinskörpern zusammen auftreten, wenn es auch wegen der Ungunst der Verhältnisse nicht genau anzugeben ist, wie die analysierten Proben zueinander gelegen haben.

Ferner liegen in der von FRITSCHSchen Sammlung Handstücke eines „Ganggesteines“ von der Cova da Roda bei Fayal in der Nähe von Porto da Cruz vor, welches „Ganggestein“ sich schon mit bloßem Auge als ein feinkörniges, sehr nephelinreiches Tiefengestein erkennen läßt und bei der mikroskopischen Untersuchung durch Herrn FINCKH sich als ein sehr nephelinreicher, theralithähnlicher Essexit erwies. Weitere Angaben über dieses Vorkommen liegen nicht vor; ich habe diese Stelle nicht mehr selbst aufsuchen können.

Endlich liegen in der von FRITSCHSchen Sammlung drei unverkennbare Essexithandstücke von dem Lombo dos Portaes im Gran Curral „unter dem Pico Sidrão“, über deren Lagerungsverhältnisse keine genaueren Angaben vorhanden sind, die aber vermutlich von einem Lagergang stammen.

Nach den andern mit „Lombo dos Portaes“ bezeichneten Handstücken von FRITSCHS, die aus ganz charakteristischen, unerkennbaren trachytoiden Trachydoleriten und alkalitrachytartigen Gesteinen bestehen, habe ich diese mir dem Namen noch unbekannte Stelle des Curral ebenfalls begangen und untersucht, und ich habe auch einen Teil meiner Handstücke

von dort nur von Steinmauern, nicht aus dem Anstehenden gewinnen können, das hier meistens mit zersetztem Tuff überschüttet und mit Kulturen bedeckt ist, aus denen nur vereinzelte, mächtigere, trachytartige Gänge hervortraten. Nach der ganzen Situation tief im Innern des Curral, des Hauptkraters der Insel, und rings umgeben von zersetzten, oft schön horizontal geschichteten Tuffen und mächtigen, stark zersetzten roten Schlackenmassen, aber doch noch hoch über der jetzigen Bachsohle, in der junge, horizontalgeschichtete Schlackenmassen, Tuffe und junge Eruptivgesteine anstehen, kann dieses Essexitvorkommen hier am Lombo dos Portaes ebenfalls nur intrusiv innerhalb der jung vulcanischen Gesteine auftreten!

Auch diese drei offenbar zusammengehörigen, mit derselben Nummer bezeichneten Handstücke stammen nicht von einem ganz einheitlich ausgebildeten Gesteinskörper, wenn sie auch im Habitus übereinstimmen und die verschiedenen Ausbildungsformen in einem Stück ineinander übergehen.

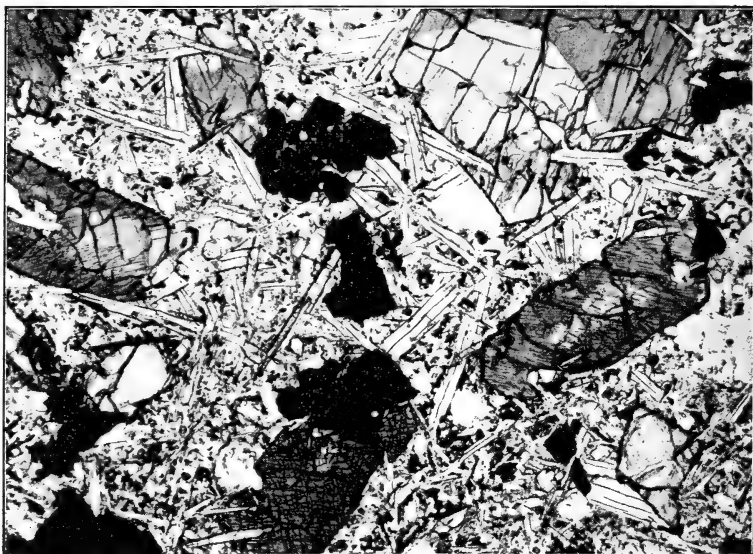
Das eine Handstück zeigt schon in sich ganz helle und recht dunkle, grob- und feinkörnige Partien, die schlierig (?) verteilt sind (vielleicht sind die grobkörnigen Partien ein dünner Gang innerhalb der feinkörnigen?) und eines der Stücke erwies sich als ungemein nephelinreich und theralithähnlich. Das Gestein enthält (ebenfalls nach Bestimmungen von Herrn FINCKH) verhältnismäßig viel Orthoklas, Biotit, Olivin, viel Apatit.

Soweit ich die Schliffe durchgesehen habe, zeigen nicht nur die von FRITSCHSchen Proben der Essexite aus dem Curral, sondern auch einzelne der von mir aus der Ribeira de Massapez gesammelten Essexitgerölle besonders reichliche und schöne, intensiv violett gefärbte Titanaugite, z. T. mit prachtvoller Felderteilung.

Auch bei den Essexiten von Lombo dos Portaes geht bei einigen der Titanaugite die (in diesen Fällen zart violette) Farbe nach außen allmählich in einen zart olivfarbigen bis zart grünlichen Farbenton über; ja einzelne der intensiv violett gefärbten Titanaugite mit schöner Sanduhrstruktur zeigen auch die deutlich und scharf abgesetzten grünen Säume von Aegirin.

Diese Aegirinsäume zeigen einen Pleochroismus von oliv bis dunkelgrün; auch die tief violetten Titanaugite sind stark pleochroitisch und sie zeigen auch z. T. reichliche Zwillingbildung und wundervolle Anwachskegel. Z. T. sind diese Titanaugite außen intensiver violett gefärbt als innen, während bei den Titanaugiten mit den grünen Aegirin-Rändern die violette Farbe nach dem Rande zu zarter wird und z. T. ganz allmählich in die olivgrüne bis rein grüne des Aegirins übergeht.

Im äußeren Ansehen ist eines der Handstücke bis auf das feinere Korn sehr ähnlich dem pyroxenreichen Essexit vom Gipfel des Brandberget (Brandbu, Nr. 12 der BROEGGERSchen



Mikrophotographie von Prof. SCHEFFER (Zeisswerk).

Fig. 12.

Essexit vom Lombo dos Portaes, Gran Curral (Vergr. 17).

Die Photographie ist bei ausgeschaltetem Analysator aufgenommen, um die auch schon so sehr schöne und deutliche Felderteilung der Titanaugite zu zeigen. Die Zwillingstreifen und z. T. auch die Grenzen der Plagioklase sind nach dem Bilde bei gekreuzten Nicols in die Photographie eingezeichnet. Sehr große, z. T. ganz zart violette, z. T. intensiv violette (am oberen Rande), z. T. bräunlich violette Titanaugite, größtenteils idiomorph begrenzt, aber z. T. auch Plagioklasleisten umwachsend. Magnetit, Olivin (rechts und links unter den Titanaugiten), viel Apatit, etwas Nephelin. Von den beiden langgestreckten Titanaugiten (rechts und links) mit der deutlichen Felderteilung ist der rechte ein Zwilling nach 100, beide enthalten ganz feine Zwillinglamellen nach 100.

Serie), dessen Schliff allerdings erheblich mehr Pyroxen, weniger Biotit und Apatit und keinen Aegirin enthält.

Auch ich selbst habe im Curral ein kleines, lose gefundenes Stück Essexit bekommen, das größtenteils feinkörnig, in der Mitte aber recht grobkörnig ist, und den von FRITSCHSchen Proben von Lombo dos Portaes sehr ähnelt, und ich habe auf

der Höhe des Serradosattels — ebenfalls lose — ein Stück Essexitporphyrit gesammelt, das offenbar nach seiner mineralogischen Ausbildung mit diesen Essexiten aus dem Innern des Curral direkt zusammen gehören muß. Auch in der STÜBELschen Sammlung liegt ein Essexitporphyrit aus dem Curral.

Nach HARTUNG ist auch von REISS in der Rib. dos Socorridos als Gerölle ein voll- und grobkrystallines Gestein, bestehend aus „Krystallen von Labradorit, Augit und Olivin mit vielen kleinen Hohlräumen“ gefunden, das nach dieser Beschreibung nichts anderes sein kann als einer der stark mioolithischen Essexite.

Es ist danach also nicht daran zu zweifeln, daß auch tief im Innern des Curral Essexit in Form eines Ganges oder Intrusivlagers vorkommt und hier ebenso mit Essexitporphyriten vergesellschaftet ist, wie in der Ribeira de Massapez im Norden der Insel.

Endlich liegt in der STÜBELschen Sammlung vom Pico dos Bodes das Liloas also ganz aus dem Westen der Insel (westlich vom Janellatal) ein Stück eines feinkörnigen aber typischen Essexits ohne nähere Angaben über die Lagerungsverhältnisse. Im Dünnschliff zeigt sich eine ausgezeichnet divergent-strahlige Anordnung der Plagioklase, farbloser Diopsid, und ganz zart bräunlich gefärbter Augit (ohne Felderteilung), der nur sehr selten idiomorph begrenzt ist. Wenig kleine Biotitblättchen und Magnetit sind ebenfalls vorhanden.

Es treten also — abgesehen vom Curral — in der Umgebung von Porto da Cruz in wenigen Kilometern Entfernung von einander unter denselben äußeren Umständen mitten in den trachydoleritischen und basaltischen Ergußgesteinen etwa 5—6 Vorkommen frischer, vollkrystalliner und meistens verhältnismäßig grobkörniger Gesteine auf mit über 52,5 Proz. bis zu 40 Proz. Kieselsäuregehalt, die allermeistens nachweisbar Intrusionen innerhalb dieser jungen Ergußgesteine bilden.

Diese Tiefengesteine bilden mineralogisch und chemisch eine ziemlich fortlaufende, ineinander übergehende Reihe von hellen nephelin(sodalith)syenitartigen Gesteinen, Essexiten, theralithartigen Essexiten zu „peridotitartigen“ aber noch deutlich plagioklashaltigen Gesteinen (Madeirit).

Diese essexitartigen Gesteine entsprechen in ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung durchaus den verschiedenen Ergußgesteinen: Trachydoleriten, nephelinbasanitartigen, tephritartigen und „basaltischen“ Gesteinen, innerhalb deren sie auftreten und die die ganz überwiegende Masse der Insel aufbauen und die ihrerseits nach der einen Seite in ganz

basische, limburgitartige Gesteine übergehen, andererseits aber auch mit mehr oder minder hellen trachytoiden Gesteine mit sodalithtrachyt- und mit alkalitrachytartigen Gesteinen von mehr als 65 Proz. SiO_2 vergesellschaftet sind.

Es ergibt sich also daraus der zwingende Schluß, daß diese essexitartigen Gesteine tatsächlich vollauskrystallisierte Massen — die Tiefengesteinsausbildung — desselben sehr spaltungsfähigen Magmas darstellen, aus dem die die ganze Insel aufbauenden Ergußgesteine stammen, daß keines dieser grobkristallinen Gesteine zu einem älteren „Grundgebirge“ gehört, daß wir aber unter den Ergußgesteinen eine Anzahl extremer Spaltungsprodukte dieses Magmas kennen, deren entsprechende Tiefengesteinsausbildungen noch nicht bekannt, bezw. noch nicht analysiert sind.

Die vollkrystallinen Gesteine Madeiras zeigen also sowohl nach ihrer chemischen Beschaffenheit (s. Analysen S. 399) wie nach ihrem Mineralbestand als auch nach ihren Strukturformen alle Eigenschaften der Essexite und deren pyroxenitischer Grenzformen wie sie von ROSENBUSCH in seinen „Elementen“ sowie in der mikroskopischen Physiographie der Gesteine (4. Auflage S. 391, 407) angeführt werden.

Sie weisen sowohl die richtungsloskörnige wie die unregelmäßigstrahlige wie die divergentstrahlige Struktur auf; sie stimmen inbezug auf den Mineralbestand und die Strukturformen insbesondere überein mit den Essexitischen Gesteinen (Essexit, Olivengabbrodiabas, Gabbroproterobas) des Christianiagebietes¹⁾ bei den auch in denselben bezw. in zusammengehörigen Gesteinskörpern ähnliche, nicht unwesentliche Änderungen des chemischen Bestandes und der Struktur von der eugranitischen zur diabasartigen stattfinden.

Ganz besonders auffallend — worauf hier schon hingewiesen werden mag — ist bei zwei der mitgeteilten Analysen E (u. G) der enorm hohe Magnesiagehalt von über 13 bis fast 14 Proz. und bei fünfen C, D, E (G, H) der fast ebenso hohe Kalkgehalt von über 11 bis fast 14 Proz.

Zu vergleichen sind hier vor allem auch die ganz analogen Gesteine, die QUENSEL aus der patagonischen Kordillere beschreibt²⁾.

¹⁾ W. C. BROEGGER: The basic eruptive rocks of Gran Canaria. Quart. Journ. 1894, Bd. 50, S. 19. — Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der Südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Zeitschr. für Kryst. und Min. 1890, Bd. 16, S. 21. — Eine Sammlung der wichtigsten Typen der Eruptivgesteine des Christianiagebietes. Nyt Magasin Bd. 44, 1906, S. 113 ff.

²⁾ QUENSEL: Geologisch-petrographische Studien in der patagonischen Cordillera. Bull. geol. Institut. Upsala XI, 1911.

Für das ultrabasische Tiefengestein aus der Rib. de Massapez habe ich bisher in der Literatur kein Analogon finden können; von den dunkelsten pyroxenitischen Abarten der Tiefengesteine aus der Caldera von La Palma unterscheidet es sich durch den sehr viel geringeren Tonerdegehalt, den ebenfalls sehr viel geringeren Gehalt an Alkalien und den mehr als $2\frac{1}{2}$ mal so hohen Magnesiagehalt.

Daß dies Gestein einen Übergang von den pyroxenitischen Essexiten (Essexitgabbros von Lacroix) zu den Peridotiten darstellt, ist nach dem Mineralbestand und der Analyse sicher, ich habe bisher aber keine auch nur halbwegs vergleichbare Analyse finden können, die bei etwa vergleichbaren anderen Komponenten einen so geringen Tonerde- und einen so hohen Kalkgehalt zeigte, weder unter den Pyroxeniten, noch unter den Peridotiten, noch unter den Pikriten.

Verhältnismäßig ähnlich in der Analyse sind noch gewisse Limburgite, die aber alle einen wesentlich höheren Gehalt an Alkalien und meistens auch an Tonerde aufweisen, bei ähnlichem Tonerdegehalt aber merklich weniger Kalk und Magnesia enthalten (ROSENBUSCH „Elemente“, Seite 472, Nr. 7, 1, 8, 4, 13). Auch in den von BRAUNS beschriebenen, devonischen essexitischen Gesteinen aus dem Lahn- und Dillgebiet findet sich nichts dergleichen, trotzdem hier als äußerste Glieder der Essexitreihe noch basischere Gesteine bekannt gemacht sind¹⁾.

Wie in einem folgenden Abschnitt gezeigt werden wird, zeigen auch die am meisten basischen Ergußgesteine Madeiras keine direkten Beziehungen zu diesem sonderbaren Tiefengestein.

Am ähnlichsten in der Analyse ist anscheinend noch der Gabbro essexitique von Papenoo (Tahiti)²⁾, doch zeigt auch diese Analyse des Gabbro essexitique (an völlig frischem Gestein angestellt) schon so einen wesentlich höheren Gehalt an Tonerde und einen merklich geringeren Kalkgehalt, was bei der Umrechnung auf die OSANNSchen Constanten sofort noch deutlicher in die Erscheinung tritt.

Ich möchte vorschlagen, dieses so sonderbare Gestein, das sich mit keinem der bisher beschriebenen Gesteinstypen wirklich in genaue Beziehungen setzen läßt, Madeirit zu nennen.

¹⁾ R. BRAUNS: Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiet der Lahn und Dill. Neues Jahrb. f. Min. Beilageband XXVII, 1909, S. 261 ff.

²⁾ LACROIX: Les roches alcalines de Tahiti Bull. soc. geol. de France 1910, S. 104.

6. Vergleich mit den Essexiten von La Palma.

Sowohl in Bezug auf die Lagerungsverhältnisse wie auch auf die chemisch mineralogische Beschaffenheit stimmen diese Madeira-Essexite sehr genau überein mit den Essexiten aus der Caldera von La Palma.

Auch dort fand ich 1907 bei meinen eingehenden Untersuchungen im tiefsten Grunde der Caldera diese großenteils recht grobkörnigen Tiefengesteine in Form von ziemlich mächtigen Gängen und von breiteren, aus dem Untergrund auftauchenden „Stöcken“. Ob es dort wirkliche Stöcke oder ähnlich wie in der Soca lakkolithartige Intrusionen sind, läßt sich in der

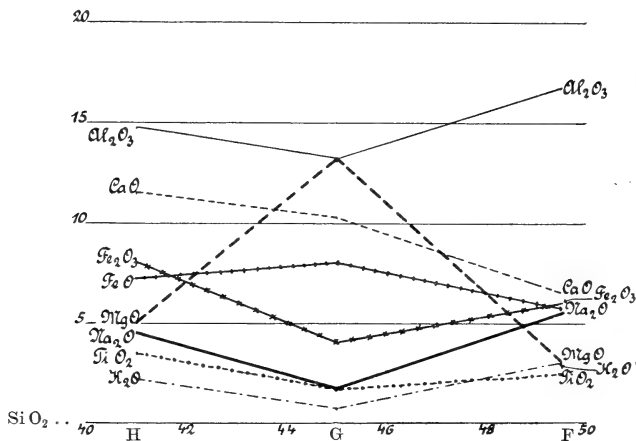


Fig. 13.

Variationsdiagramm der Tiefengesteine
aus der Caldera von La Palma (nach Gewichtsprozenten).

Caldera nicht feststellen, da die Aufschlüsse dort nicht tief genug herunter reichen. Auch in der Caldera zeigen diese Essexite alle möglichen Ausbildungsarten und Variationen: grobkörnig (Analyse H u. G Seite 399) und feinkörnig (Analyse F); richtungslos gleichkörnig ohne mit bloßem Auge erkennbare Andeutung von divergent strahliger Struktur (vorwaltender Typus z. B. Analyse H), ziemlich gleichkörnig mit nur wenigen und nicht großen tafelförmigen Feldspäten, sodaß daran leistenförmige Durchschnitte erst beim genauen Suchen zu finden sind (häufig vertreten, z. B. Analyse F u. H) und (seltener!) Gesteine mit sehr deutlicher bzw. ungemein schön ausgebildeter, divergent strahliger Struktur.

Es kommen in der Caldera ebenso recht helle, mittelfarbige (z. B. Analyse F u. G) und ziemlich bis sehr dunkelfarbige derartige Tiefengesteine vor (Analyse H), solche mit relativ hohen und solche mit auffallend niedrigem Kieselsäuregehalt (Analysen Seite 399).

Das Gestein der Analyse H aus dem Barranco del Agua agria mit nur 40,8 Proz. Kieselsäure stimmt aber in seinem äußeren Ansehen sehr viel mehr mit den grobkörnigen, sehr dunkeln, aber typischen Essexiten aus der Rib. das Voltas und aus der Ribeira de Massapez überein, die erheblich kieselsäurereicher sind, als mit dem ebenfalls nur 40,07 Proz. SiO_2 enthaltenden „Madeirit“ unter der Achada (Analyse E) was ja auch durch die sonstige Analyse (viel höherer Magnesiagehalt und viel geringerer Gehalt an Tonerde und Alkalien etc.) verständlich wird.

Im großen und ganzen betrachtet ist aber die Ähnlichkeit der Tiefengesteinsanalysen von Madeira und La Palma eine recht große, z. T. sogar eine auffallende.

Mineralogisch zeichnen sich die Calderaessexite (nach Herrn FINCKH) durch einen ganz wesentlich höheren Gehalt an Orthoclas aus (vgl. Lit. Nr. 15 Seite 237).

Bei den Tiefengesteinen aus der Caldera von La Palma tritt aber noch eine sehr auffällige Strukturform auf, die mir von den Tiefengesteinen Madeiras und sonstiger in Betracht kommender Lokalitäten nicht bekannt ist, nämlich eine durch sehr schön tafelförmige Ausbildung der Hornblenden und Augite bewirkte „divergentstrahlige“ und auch eine Parallelstruktur.

Es gibt unter den dunklen Tiefengesteinen der Caldera eine ganze Anzahl, in denen zentimeterlange bis mehrere Centimeter lange, dicktafelige bis ganz dünntafelige Amphibole und Pyroxene massenhaft auftreten, die sich z. T. unter allen möglichen Winkeln schneiden, bei anderen Vorkommen aber auch annähernd parallel zu einander liegen und zwischen denen dann die sehr viel kleineren Plagioclase und sonstigen Mineralien eine feinkörnige (aber durchaus körnige) Zwischenmasse bilden.

Es ist also das genaue Gegenstück zu der eigentlich divergentstrahligen Diabasstruktur, in der die Pyroxene ohne idiomorphe Begrenzung zwischen den Plagioclastafeln liegen (wie sie auf Madeira an der Soca z. T. auch auftritt), und schon bei den Essexiten von Madeira bahnt sich der Übergang zu dieser extremen, gegenteiligen Strukturform durch den immer größer und deutlicher werdenden Idiomorphismus der Pyroxene in bestimmten anderen Typen bzw. Handstücken schon deutlich an.

Diese Typen aus der Caldera mit der „umgekehrten Diabasstruktur“ sind ungemein auffallende und sehr schöne Gesteine, die (besonders geschliffen) prachtvoll aussehen und, wenn sie in größeren Mengen und leichter erreichbar vorkämen, ein wundervolles Dekorationsmaterial abgeben würden.

Diese Gesteine erinnern z. T. sehr lebhaft an die Beschreibung des „Diorits“ („Nadeldiorits“) von der Cap Verdeninsel São Vicente, die C. v. JOHN¹⁾ gegeben hat und den schon ROSEBUSCH als Essexit erkannt hat (Analyse II Seite 399).

Die Tiefengesteine der Caldera mit den so auffällig parallel gelagerten großen Amphibolen und Augiten müssen wohl unter einem sehr starken, ganz einseitigen Druck erstarrt sein, es ist der auffälligste, mir je zu Gesicht gekommene Strukturtypus.

Zusammen mit den alkaliärmsten und ungewöhnlich kalk- und magnesiareichen Ausbildungsarten der Essexite im Barranco del Almendrero amargo auf La Palma kommen nun aber zum Beweise, daß es sich auch hier tatsächlich nur um sehr kalkreiche Differentiationsprodukte eines typischen essexitischen Magmas handelt, viele sehr alkalireiche Ganggesteine vor. Sodalithgauteite und Maenaite (Analysen L u. M), deren eines (stark zersetzt) allerdings auch einen beträchtlich hohen Kalkgehalt aufweist! (vgl. das nähere darüber Literatur Nr. 15 Seite 232—238).

Bemerkungen zu der Analysentafel.

Die Analyse A ist die des kleinen „Essexit“-stückes von der Soca, das ich 1903 von Herrn Pater SCHMITZ in Funchal aus der Sammlung des dortigen Seminars erhielt, ohne die Fundstelle gesehen zu haben, und das Herr FINCKH zuerst als „Sodalitsyenit“ diagnostizierte. (Diese Zeitschr. 1903, Seite 119.)

Die Analysen B u. D sind von den beiden, bei meiner ersten Reise nach Madeira gesammelten Handstücken der Essexite aus der Rib. das Voltas hergestellt; an D hat Herr FINCKH zuerst die Natur dieser Gesteine als Essexite festgestellt.

B ist die Analyse des Gesteins, das Herr FINCKH ursprünglich als den „Alkaligraniten nahestehend“ bezeichnete (diese Zeitschr. 1903, S. 119), später dann als Quarzessexit auffaßte.

Die beiden Analysen C u. E habe ich dann noch selbst von den bei meiner zweiten Reise aus dem Anstehenden an der Soca und in der Ribeira de Massapez (unter der Achada) geschlagenen Handstücken machen lassen.

¹⁾ C. v. JOHN: Chemische und petrographische Untersuchungen an Gesteinen von Angra Pequena, den Cap Verdischen Inseln usw. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt 1896. Band 46, Seite 276.

7. Analysentafel der Tiefengesteine Madeiras und verwandter Gesteine.

	A	B	C	D	E	I	F	G	H	II	III	IV	V	VI	VII
	Soca	Rib das Volta	Soca	Rib. das Volta	Rib. de Massa- pez	Rib. de Massa- pez	Barranco del Diable	Barranco del amargo	Barranco del Aqua agria	Sao Vicente (Cap Verden)	Rong- stock	Gr. Priesen (Sodalithsyenit)	Dig- naes	Brand- berg	Pape- noo (Tahiti)
SiO ₂	52,47	49,87	45,69	45,04	40,07	49,15	48,85	44,50	40,80	51,18	50,51	49,33	49,25	43,65	41,50
TiO ₂	1,57	2,60	1,30	3,67	2,35	0,83	2,30	1,72	3,44	2,40	0,95	0,81	1,41	4,00	4,78
Al ₂ O ₃	15,84	14,98	17,02	16,41	8,95	17,86	16,53	13,23	14,77	17,44	17,84	16,07	16,97	11,48	12,31
Fe ₂ O ₃	3,30	6,17	4,59	6,02	4,82	1,07	5,85	4,11	7,91	4,70	5,25	7,92	15,21	6,32	5,20
FeO	8,42	4,40	8,52	7,30	7,81	10,77	5,68	7,76	7,33	4,15	4,46	2,41	{	8,00	8,46
											(5,9)				
CaO	5,05	6,34	11,31	11,42	13,83	6,57	6,51	11,20	11,63	9,60	7,93	8,04	7,17	14,00	14,05
MnO	—	—	—	—	—	0,75	Spur	Spur	Spur	0,10	—	0,98	Spur	Spur	—
MgO	1,52	1,77	5,62	3,93	13,86	3,24	2,95	13,19	5,09	2,87	3,34	2,66	3,00	7,92	11,29
K ₂ O	2,52	2,04	1,07	0,93	0,56	2,99	2,91	0,74	2,14	0,44	3,49	3,42	2,01	1,51	0,48
Na ₂ O	7,03	5,08	3,21	3,09	1,34	5,49	5,49	1,69	4,38	5,84	(3,6 bis 6,15)	5,20	4,91	2,28	2,06
H ₂ O	1,91	1,66	0,76	1,41	2,45	1,21	1,48	1,36	1,05	1,46	0,74	2,27	0,30	1,00	0,50
P ₂ O ₅	0,14	0,74	0,57	0,47	0,35	0,99	0,83	0,22	0,88	0,79	1,11	0,61	0,76	Spur	0,06
SO ₃	—	0,25	—	—	—	—	0,24	Spur	Spur	—	—	Spur	—	—	—
Cl	fehlt sicher	Spur	0,04	—	—	Spur	—	—	—	—	—	Spur	—	—	—
CO ₂	—	3,22	—	0,36	3,78	Spur	—	0,36	0,05	—	0,43	1,21	—	—	—
S	0,09	0,76	0,08	0,13	0,04	Spur	0,21	0,10	0,18	—	—	—	—	—	—
Spec Gew.	100,01	99,88	99,91	100,18	100,21	100,22	99,83	100,18	99,65	100,97	101,14	100,93	100,99	100,16	101,69
Analysirer	2,766 Klüss	2,772 Klüss	2,965 EYME	3,003 EYME	3,096 Klüss	2,790 —	2,786 EYME	3,072 EYME	3,065 EYME	—	2,855 —	2,631 —	—	—	—

I ist die Analyse des „Diabases“ aus der Rib. de Massapez, die ROSENBUSCH (Elemente III, S. 433) veröffentlicht hat, deren Belegstück aber nicht mehr in Heidelberg zu finden ist.

F, G, H sind Analysen von Essexiten, die ich 1907 in der Caldera von La Palma gesammelt habe, wo sie unter denselben Verhältnissen auftreten, wie in der Rib. de Massapez und Rib. das Voltas; die analysierten Stücke sind aus dem reichen Belegmaterial durch Herrn L. FINCKH ausgewählt.

Zum Vergleich mit diesen Analysen von Madeira und La Palma habe ich unter II die von C. v. JOHN veröffentlichte Analyse des Essexits von der Cap Verden-Insel São Vicente, unter III u. IV die des Essexits von Rongstock und des Sodalithsyenits von Gr. Priesen im böhmischen Mittelgebirge, unter V u. VI die des norwegischen Essexits und dessen pyroxenitischer Grenzform daneben gesetzt, deren dazugehörige Ergußgesteine (Essexitporphyrite und Essexitmelaiphyre) so große Ähnlichkeit mit den Madeiragesteinen haben, endlich unter VII die Analyse des Gabbro essexitique von Papenoo (Tahiti) nach LACROIX (l. c. Bull. soc. geol. de France 1910, S. 104) als des Gesteins, das dem „peridotitähnlichen“ Tiefengestein — dem Madeirit — aus der Rib. de Massapez immerhin noch am nächsten zu stehen scheint.

Es wird später — nach Darstellung der Analysenergebnisse der Ergußgesteine — gezeigt werden, daß die Umrechnung der Tiefengesteinsanalysen auf die OSANNschen Konstanten das merkwürdige Ergebnis liefert, daß diese Tiefengesteine chemisch-analytisch und nach dieser Osannschen Darstellungsmethode keine einheitliche Stellung einnehmen, sondern zur Hälfte auf die AF-Seite — die Alkaliseite — des Dreiecks fallen, zur anderen Hälfte aber ebenso ausgesprochen auf die CF-Seite, die Seite des Projektionsdreiecks fallen, wo ganz typische Kalkalkaligesteine ihren Ort haben, ein Ergebnis, das bei den bisher bekannten Analysen von Alkalitiefengesteinen nur in ganz verschwindendem Maße der Fall war. (ROSENBUSCH Elemente IV, Seite 238, Nr. 50, 70, 71). Vergleiche Analysendreieck Seite 464.

Demgegenüber muß schon jetzt und nochmals betont werden, daß von den auf die beiden verschiedenen Seiten des Projektionsdreiecks fallenden Analysen zweimal je zwei Analysen von geologisch anscheinend ganz einheitlichen Gesteinskörpern stammen (A. u. C., B. u. D.), daß die betreffenden Gesteine räumlich ganz beschränkte, anscheinend einheitliche Massen bilden, in denen eine grundsätzliche Trennung in zwei ihrem Wesen nach verschiedene Gruppen völlig ausgeschlossen erscheint, wenn es auch nach Lage der ungünstigen äußeren Ver-

hältnisse nicht möglich war, genau anzugeben, in welchem Lagerungsverhältnisse die analysierten Handstücke zu einander lagen.

Daß diese beiden geologisch einheitlichen Massen der Tiefengesteine von der Soca und in der Ribeira das Voltas nach Mineralbestand und Struktur an verschiedenen Stellen gewisse sehr deutliche Unterschiede zeigen, ist ja schon hervorgehoben; es mag auch vielleicht sein, daß bei sehr genauem Studium und besseren Untersuchungsmöglichkeiten der betreffenden Gesteinskörper eine gesetzmäßige Verteilung dieser strukturell und chemisch so verschiedenartigen Differenzierungspunkte dieses Magmas sich ergeben wird. 1903—1907 waren die Aufschlüsse und Begehungsmöglichkeiten nicht günstig genug, um das festzustellen. An der Tatsache, daß diese Gesteine auf das innigste zusammen gehören, ist nach der ganzen Situation und der sehr geringen räumlichen Ausdehnung der beiden Vorkommen aber nicht zu zweifeln.

Daher ist es mir denn auch mehr wie zweifelhaft, ob man darin noch eigentlichen Essexit und „Sodalithsyenit“ trennen darf, oder ob es nicht viel natürlicher ist, den ganzen Komplex einheitlich als Essexit zu bezeichnen.

Auch bei den von ROSENBUSCH angeführten Beispielen von Alkalitiefengesteinen fallen ja der Essexit von Moltenborough (Nr. 50), der Alkalipyroxenit von Brandberg (Nr. 71) deutlich auf die CF-Seite des Projektionsdreiecks, ihre Zugehörigkeit zu den Alkaligesteinen ist auch nicht chemisch, sondern nur geologisch zu erweisen; die Entfernung im Analysenort von den geologisch dazugehörigen sonstigen Alkalitiefengesteinen ist aber nicht so auffällig wie hier bei den Madeiragesteinen.

Ob man die so ausgesprochen auf die CF-Seite des Projektionsdreiecks fallenden Gesteinsvarietäten nach ihrer chemischen Zusammensetzung noch zu den Essexiten s. st. rechnen soll, darüber will ich hier kein Urteil aussprechen — gerade das sicher chlor-(sodalith?)haltige Gestein steht am meisten rechts — nach dem Befunde im Felde sind sie m. E. nicht von den ächten Essexiten zu trennen, und der mineralogische Befund spricht m. E. ebenso deutlich für diese auch von Herrn FINCKH von jeher verfochtenen Auffassung.¹⁾

¹⁾ Nachdem diese Arbeit längst abgeschlossen und im Druck war, wurde ich durch Zufall darauf aufmerksam, daß Herr FINCKH sich schon vor Jahren an einer ganz ungewöhnlichen und nicht zu vermutenden Stelle über die Madeiraessexite geäußert hat, und zwar nicht unwesentlich anders, als hier angegeben.

In einer Protokollnotiz dieser Zeitschrift über ostthüringische (voigtländische) Diabase (1907, Band 49, Seite 23, Februar-

Auch von den analysierten Essexiten des nächstverwandten und nächstbenachbarten Eruptivgebietes, aus der Caldera von La Palma, die geologisch ebenso sicher zusammengehören, fällt die Analyse aus dem Barr. del Alamdrero amargo ganz offensichtlich weit auf die CF-Seite des Dreiecks (2,43 Proz. Alkalien, 11,2 Proz. Kalk, 13,12 Proz. Magnesia).

Ähnliche Erwägungen wie diese haben BROEGGER (l. c. S. 2) offenbar veranlaßt, seine gesamten Essexite, die er als Spaltungsprodukte eines sehr alkalireichen Magmas auffaßt, kurzerhand als Kalkalkaligesteine zu bezeichnen.

8. Olivinfelse.

Als exentremste, ultrabasische Spaltungsprodukte desselben Magmas, das die Essexite und Madeirite gebildet hat, treten dann noch in einem Tuff bei Porto Moniz größere und kleinere Bomben von annähernd reinem, vollkrystallin-miarolithisch struiertem Olivinfels auf, die zum größten Teil nur aus Olivinkörnern — in einzelnen Exemplaren daneben auch noch aus sehr zurücktretenden schwarzen Augitkrystallen — bestehen. Diese bis apfelgroßen Bomben liegen lose und rein in einem lockern, starkzersetzten, rötlich-gelblichen Tuff, z. T. sind sie eingewickelt in eine dünne (0,5—1 cm) Lage von schwarzem, sehr porösem, schlackigem, glasigen Feldspaltbasalt zum Beweis, daß sie wirklich als Bomben bei einer Eruption herausgeschleudert sind.

Diese Bomben von Olivinfels sind durchaus körnig und zeigen großenteils ein stark miarolithisches Gefüge. Schon mit bloßem Auge erkennt man, daß sie zum erheblichen Teil aus krystalligraphisch begrenzten, z. T. aus rundlichen Körnern von 1—3 mm Größe bestehen, die sich großenteils nur unvollkommen berühren und zwischen sich häufig erhebliche Zwischenräume lassen (teilweise deutlich zuckerkörnige Struktur).

Andere Bomben, bzw. andere Partien derselben Bomben bestehen aus einem ziemlich kompakten, grobkrystallinen Agregat, dessen einzelne Körner ziemlich dicht und ohne wesentliche

monatsbericht), also zu der Zeit, wo ich grade in Madeira war, hat Herr FINCKH angegeben, daß auf Madeira neben Essexiten auch alkaliarme, diabasartige Gesteine auftreten, und hat mit diesen die Feldspathbasalte Madeiras in Verbindung gebracht, was ich aus obigem Grunde bisher übersehen hatte.

Da aber Herr FINCKH später wieder alle diese Gesteine ohne Einschränkung als Essexite bezeichnet hat, so scheint er diesen Struktur- und chemischen Unterschieden doch keinen prinzipiellen Wert beizulegen.

Zwischenräume aneinanderstoßen. In der Farbe wechseln sie von hellgrünlichgelb bis ziemlich dunkelgelbgrün, ja fast schwarz und eigentümlich kupferrot und zeigen stets den sehr starken Glanz des Olivins.

An manchen Stellen sind die Körner auch schon ziemlich angegriffen und zersetzt und zeigen dann neben stark irrisierenden Partien größtenteils eine tombakfarbige Oberfläche. Teilweise haben sich zwischen den nicht mehr frischen, irrisierenden Körnern in den Hohlräumen bzw. an der Oberfläche der Körner Ausscheidungen von Eisenhydroxyd angesetzt.

In einzelnen dieser Bomben erkennt man zwischen den glänzenden Olivinkörnern, vereinzelt, etwas größere, mattschwarze Augitkörner.

Eine ganze Anzahl dieser Bomben zeigt, wie schon erwähnt, eine schwache Hülle von schwarzem, stark schlackigen, basaltartigen Gestein; bei einer Bombe wechselten in dieser Basalthülle grob- und feinporige Lagen miteinander ab; und zwischen den Olivinbomben liegen auch einzelne kleinere Bomben, die nur aus solchem basaltartigem Gestein bestehen.

Diese basaltisch-schlackige Hülle besteht aus einer sehr dichten, dunklen, erz- und glasreichen Grundmasse, in der zahllose kleine, z. T. sehr deutlich fluidal angeordnete Plagioklastäfelchen und größere Einsprenglinge von Olivin und Augit (Diopsid) auftreten; etwas Apatit ist auch darin enthalten.

U. d. Mikr. sieht man, daß einzelne Bomben nur oder fast nur aus Olivin bestehen; andere enthalten reichliche und z. T. recht große Pyroxene — viel mehr, als man nach der äußeren Betrachtung der z. T. mit fest anhaftenden Zersetzungsprodukten und Lavaresten bedeckten Bomben annehmen würde, sowie etwas Apatit, Magnet Eisen und Chromeisen (letzteres durch die Analyse sicher erwiesen!).

Die Pyroxene sind nach der sehr starken Licht- und Doppelbrechung, der meistens sehr erheblichen Auslöschungsschiefe und dem Auftreten der Absonderung nach der Querfläche größtenteils diallagartige Diopside. Daneben kommen aber auch in zwei der Schiffe mit völliger Sicherheit und gar nicht selten rhombische Pyroxene vor, die durch die gerade Auslöschung, die sehr geringe positive Doppelbrechung und den kaum angedeuteten Pleochroismus in ihrer Natur als Bronzit bestimmt sind.

Diese diallagartigen und rhombischen Pyroxene sehen im Schliff meistens farblos oder ganz zart bräunlich-grünlich gefärbt aus, haben ein sehr starkes Relief und zeigen oft recht deutlich die prismatische Spaltbarkeit, oft aber noch wesentlich deutlicher eine z. T. weitläufigere, z. T. sehr feine, dicht-

stehende Absonderung diagonal dazu, die bei den rhombischen Pyroxenen parallel der Ebene der optischen Achsen verläuft.

In den Durchschnitten, die diese sehr feine, fast faserige Absonderung zeigen (und gerade dazu auslöschen), sowie in den andern Durchschnitten mit weitläufiger stehenden Spaltrissen und gerader oder annähernd gerader Auslöschung sieht man z. T. schon bei schwacher Vergrößerung, daß diese Pyroxene eine Unmenge feiner und feinsten Einlagerungen parallel diesen Spaltrissen und Absonderungsflächen enthalten, die schräge auslöschen, also bei Dunkelstellung des Augites ganz hell aufleuchten. Es sind unter diesen z. T. sehr feinen Einlagerungen mindestens zwei verschiedene Substanzen, deren eine etwa eine Auslöschungsschiefe von $20-22^\circ$ hat, während die andere erst bei Drehung um etwa 45° auslöscht.

Ein Teil dieser Einlagerungen ist sehr langgestreckt und ungemein dünn, so daß sie nur als ganz feine, starkleuchtende Linien erscheinen, ein anderer Teil ist etwas dicker und viel kürzer, so daß sie bei sehr starker Vergrößerung schon als kleine kurze Täfelchen, bezw. kurze Leisten von sehr hoher Lichtbrechung, aber ohne lebhaft Interferenzfarben erscheinen.

Sehr viel seltener als diese mikrolithartigen Einlagerungen finden sich parallel zu dieser feinen Absonderung recht dünne langgestreckte Lamellen von sehr starker Doppelbrechung eingeschaltet, die etwa 45° Auslöschungsschiefe zeigen und zum Teil wohl nur eingeschaltete Zwillinglamellen von Augit sind, da die Stärke der Licht- und Doppelbrechung und die Interferenzfarben mit danebenliegenden Augitkörnern übereinstimmen, teilweise aber haben sie auch wesentlich geringere Lichtbrechung; sie sind, wenn auch ganz wesentlich größer als die ganz dünnen, haarfeinen Einlagerungen und als die kleinen, kurzen Täfelchen doch immerhin noch recht klein.

Diese Einlagerungen finden sich in einer großen Anzahl der Augite; sie setzen meistens nicht gleichmäßig durch den ganzen Krystall fort, sondern beginnen meist erst in einiger Entfernung vom Rande und sind oft bündelweise oder streifenweise angeordnet, während die dazwischenliegenden Partien und der Rand relativ oder ganz frei von solche feinsten Einlagerungen sind; am schönsten und reichlichsten finden sich die haarfeinen Einlagerungen mit etwa $20-25^\circ$ Auslöschungsschiefe zwischen den ganz dicht stehenden faserigen Absonderungsrissen.

Auch bei den schief zur Orthoaxe durchschnittenen Augiten, die beträchtlich schief auslöschen, finden sich häufiger solche Bündel feiner Einlagerungen parallel den Spaltrissen, aber auch solche, die etwa unter 60° zu den Spaltrissen verlaufen. Ein

ganz sonderbares Bild gewährten diese fremden Einlagerungen an einem Augit, der nur ziemlich unregelmäßige und undeutliche Spaltrisse zeigte, die ziemlich weitläufig und wenig ausdauernd sind, und der unter gekreuzten Nikols intensiv blaufärbt erscheint (vgl. Farbentafel VII, Fig. 4).

Hier verlaufen unter einem Winkel von etwa 45° zu diesen unregelmäßigen Spaltrissen schmale, eigentümlich braune Streifen, die ihrerseits eine feine unter etwa 30° gegen die Längsrichtung der Streifen verlaufende Querstreifung erkennen lassen. Diese langen braunen Streifen, die — um ein rohes Bild zu gebrauchen — ungefähr den Eindruck machen, als ob quer über den blauen Augit eine Anzahl brauner, gedrehter Schnüre gelegt wären, erstrecken sich nun ebenfalls nicht über

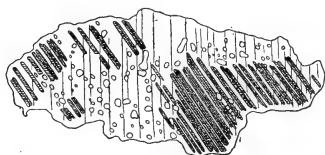


Fig. 14.

Augit mit Einlagerungen in der Olivinfelsbombe
(vgl. Tafel VII Fig. 4).

den ganzen Krystall, sondern beginnen meist erst in einer gewissen Entfernung vom Rande, setzen manchmal auf einige Ersteckung aus, um dann in der genauen Verlängerung wieder aufzutauchen.

Bei starker Vergrößerung unter gekreuzten Nikols sieht man, daß jeder dieser braunen Streifen aus zwei oder drei Reihen von langgestreckten, schmalen, abgerundeten Körperchen (ohne Ecken und Kanten und oft auch sonst etwas unregelmäßig begrenzt) besteht, die eben unter 30° zur Längsrichtung des braunen Streifens verlaufen und zwischen denen man bei gutem Licht noch häufig die blauschimmernde Augitsubstanz wie im Hauptkrystall leuchten sieht. Diese kleinen, länglichen, parallel liegenden Körperchen sind auch noch nicht einheitlich aufgebaut, wie man bei sehr starker Vergrößerung und sehr gutem Licht erkennt; sie enthalten noch sehr viel feinere, langgestreckte, stark lichtbrechende Einlagerungen — offenbar dieselben wie die vorher beschriebenen, haarfeinen Mikrolithen parallel der feinen Absonderung, — die bei Drehung um 30° — bei der Stellung der größten Dunkelheit des Augites — plötzlich hell aufleuchten. Bei abwechselndem schwachen

Heben und Senken des Mikroskops sieht man, wie das Bild dieser parallelen, länglichen Körperchen mit ihren feinen Einlagerungen ständig wechselt; letztere sind offenbar erheblich dünner als die Dicke des Schliffes und überlagern einander teilweise. In der Umgebung dieser braun erscheinenden, länglichen Körperchen findet sich im Augit noch ein ganz feiner, schwarzer Staub eingelagert, so daß das Bild dadurch noch undeutlicher wird.



Fig. 15.

Starke Vergrößerung der braun erscheinenden Körperchen in dem Diallag der Olivinbombe. In diesen braun erscheinenden Körperchen leuchten bei weiterer Drehung die feinen, hellen Linien der stark doppelbrechenden fremden Einlagerungen auf.

In und zwischen diesen braunen Streifen liegen z. T. noch ganz kleine Olivinkörnchen verstreut, wie sie in reichlicher Menge und verschiedener Größe auch sonst noch in dem ganzen Augit eingeschlossen sind.

Eine einwandfreie Erklärung für diese sonderbare Erscheinung dieser braunen Streifen habe ich nicht finden können; es sieht fast so aus, als ob hier eine außerordentlich feine polysynthetische Zwillingbildung vorliegt, etwa nach einem Gesetz, wie der in ROSENBUSCH (Mikrosk. Physiogr. der petrogr. wicht. Mineralien 1905, I, 2 Seite 206, Fig. 92) abgebildete Penetrationszwillung und daß parallel den Verwachsungsflächen dieser eingeschalteten feinen, kleinen Zwillinglamellen und in diesen selbst zahlreiche minimale Fremdkörper eingelagert sind — analog den mikrolithischen Einlagerungen parallel der Querfläche im Diallag und in den rhombischen Pyroxenen (ROSENBUSCH, l. c. S. 149). Bei besonders starkem (künstlichem) Licht und sehr starker Vergrößerung sieht man auch in der blauschimmernden Augitsubstanz zwischen den braunen Streifen eine

ganz feine, symmetrisch ebenfalls unter etwa 60° verlaufende Querstreifung, die auch von ganz kleinen Mikrolithen herzuführen scheint.

Der große Augit, der diese so sonderbare Streifung zeigt, umschließt außer dem schon vorher erwähnten kleinen und größeren Olivinkörnchen auch noch ganz kleine, meistens längliche, leistenförmige Einschlüsse von sehr hoher Lichtbrechung.

Außer den Augiten enthalten diese Olivinfelsbomben auch noch etwas Apatit, Magneteisen und z. T. Chromeisen.

Die Olivine selbst sind meist völlig frisch und zeigen nur selten längs den Spaltrissen Spuren der beginnenden Zersetzung in Gestalt von leichter Gelb- und Braunfärbung.

Die chemische Analyse der Olivinfelsbombe, in der der eben beschriebene, sonderbare Augit mit der braunen Streifung liegt, ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	. . 42,42%	70,67%	37,02%	s = 37,22 A = 0,92 C = 0 F = 61,14 n = 7,28
TiO ₂	. . 0,30 -	0,37 -	0,20 -	
Al ₂ O ₃	. . 1,32 -	1,29 -	0,67 -	
Fe ₂ O ₃	. . 4,27 -	2,67 -	1,40 -	
Cr ₂ O ₃	. . 0,40 -	0,26 -	0,14 -	}
FeO	. . 6,96 -	9,67 -	5,06 -	
CaO	. . 1,19 -	2,12 -	1,11 -	
MgO	. . 40,80 -	102,00 -	53,43 -	
K ₂ O	. . 0,45 -	0,48 -	0,25 -	
Na ₂ O	. . 0,72 -	1,16 -	0,67 -	
H ₂ O	. . 0,70 -	3,89 -	—	
P ₂ O ₅	. . 0,10 -	0,07 -	0,03 -	
S	. . 0,04 -	0,13 -	0,07 -	
	99,67%	194,78%	Molekular-	
Spez.-Gew.	3,255	Molekular-	prozent.	
Analytiker	KLÜSS	proportionen.		

Die Analyse ist wegen des völlig abnormen Verhältnisses von Alkalien und Tonerde nach der OSANNSchen Methode eigentlich überhaupt nicht zu berechnen — man wird diesen Olivinknollen ja auch wohl kaum die Würde eines Gesteins zubilligen können!

Dieses Resultat ist mit dem mikroskopischen Befund nicht leicht in Übereinstimmung zu bringen. Irgend ein feldspaltartiges Mineral oder eine Glasbasis, eine natronhaltige Hornblende oder ein Aegirin sind in dem Schliff mit positiver Sicherheit nicht vorhanden; es ist nur der eingehend beschriebene Diopsid mit der gröberen und der sehr feinen Absonderung, Olivin, Magnetit und Chromit, sowie ab und zu etwas Apatit, in dem Schliff sowie in den Schliffen anderer Bomben von demselben Fundort nachweisbar. Es ist also nur möglich, daß die Alkalien in den Olivinen oder in den mikrolithischen Einlagerungen stecken.

Nach den in HINTZES Handbuch der Mineralogie, 2. Band, mitgeteilten Olivinanalysen ist auch tatsächlich in einzelnen

derartigen Analysen ein geringer Gehalt an Alkalien gefunden, der im Forsterit von Vesuv bis 0,30 Na₂O und 0,40 K₂O betrug, im Olivin eines in Dalecarlien gefallenen Meteoriten 0,18 Na₂O und 0,16 K₂O und im Fayalit in Dillinger Schlacken sogar auf 0,85 K₂O stieg und in umgewandelten und zersetzten Olivinen sogar 0,92 K₂O und 1,39 Na₂O betrug. Es muß also angenommen werden, daß die Alkalien hier tatsächlich ebenfalls im Olivin stecken, ebenso wie ja auch in manchen Olivinen schon ein bis 1,24 % betragende Tonerdegehalt gefunden ist. Der wesentlichste Teil der Tonerde, des Kalks und ein Teil des Eisenoxyds steckt sicher in dem Pyroxen, etwas Eisenoxyd kommt auch auf den allerdings nicht gerade reichlichen Magnetitgehalt, das Chrom auf den sicher bei der Analyse nachgewiesenen Chromit; die Titansäure ist wohl auf Rechnung der stark lichtbrechenden kleinen Einlagerungen im Augit zu setzen.

Der hohe Gehalt an Alkalien, der dem Kalkgehalt gleichkommt, läßt darauf schließen, daß diese Olivinbomben aus einem tatsächlich sehr alkalireichen Magma sich differenziert haben.

Am ähnlichsten mit diesem Ergebnis ist von allen mir zugänglichen, diesbezüglichen Analysen noch die der Lherzolits von Prades (ROSENBUSCH, Elemente III, Seite 216) sowie die eines Dunits vom Geißpfadpaß (ebenda), während die (allerdings berechnete, nicht untersuchte) Analyse der Olivinfelsknollen von Hawai schon ein wesentlich anderes Resultat aufweist ¹⁾.

Diese Analysen sehen folgendermaßen aus:

	Prades (Lherzolit)	Geißpfadpaß (Dunit)	Hawai (Olivinknolle)
SiO ₂ . .	42,00%	41,65%	43,40%
TiO ₂ . .	—	—	0,30 -
Al ₂ O ₃ . .	3,19 -	1,47 -	5,50 -
Fe ₂ O ₃ . .	2,81 -	2,03 -	1,50 -
FeO . .	4,41 -	6,49 -	8,80 -
CaO . .	3,30 -	1,72 -	7,40 -
MgO . .	40,40 -	42,26 -	32,80 -
K ₂ O . .	0,29 -	—	—
Na ₂ O . .	1,20 -	—	0,30 -
H ₂ O . .	1,66 -	3,82 -	—
	100,16%	99,44%	

Diese Olivinfelsbomben sind also wohl am besten als lherzolith-artiges Gestein zu bezeichnen.

In einem der durch v. FRITSCH gesammelten Handstücke, einem grauen Trachydolerit von Os Anjos ist neben zahlreichen

¹⁾ DALY: Magmatik Differentiation in Hawai, Journ. of Geology XIX, 1911 pag. 302).

eingesprengten Krystallen von Olivin und Augit ein etwa wallnußgroßer, unregelmäßig und unscharf begrenzter Einschluß von Olivinfels enthalten, zum Zeichen, daß diese Olivinfelsbrocken wirklich basische Ausscheidungen der Magmen sind, die zu den Trachydoleriten usw. erstarrten; auf dem Etikett des Gesteins steht noch der Vermerk: „mit großen Olivinkugeln“!

Diese Olivinfelsbomben von Porto Moniz beanspruchen aber m. E. noch ein besonderes Interesse dadurch, daß sie die einzigen mir bekannten Gesteine Madeiras sind, die rhombische Pyroxene enthalten.

Soviel ich ersehen kann, ist in der ganzen Literatur über die Canaren, Madeira und die Cap Verden nirgends ein rhombischer Pyroxen erwähnt, und BECK hebt in seiner Diskussion der die atlantische und pacifische Gesteinssippe bezeichnenden Kriterien ganz besonders das Fehlen der rhombischen Pyroxene in den Gesteinen der atlantischen Sippe hervor, das viel bezeichnender wäre als die Menge der Alkalien.

Selbst in den Olivinfelsbomben der Cap Verden sind nach DÖLTER¹⁾ nur gemeine, tonerdehaltige Augite gefunden, trotzdem dort recht kalkreiche und alkaliarme Gesteine in großer Verbreitung vorhanden sind.

Nur in seinem Aufsatz über die vulkanischen Gesteine der Insel Selvagem grande²⁾ erwähnt FINCKH, daß die dort neben den Phonolithen und Nepheliniten vorkommenden Basalte und Limburgite große Enstatitkrystalle enthalten, ohne indes weitere Schlüsse und Bemerkungen an diese außerordentlich auffallende Tatsache zu knüpfen.

Die sicher — wenn auch als ganz minimale Ausnahme — festgestellte Tatsache des Auftretens dieser rhombischen Pyroxene in den Olivinfelsbomben einer Gesteinsserie, die ganz sicher zur foyaitisch-theralitischen Reihe — zur atlantischen Sippe — gehört, ist also meines Erachtens besonders bemerkenswert; sie verwischt die letzte scharfe Grenze zu den „Kalkalkali“-Gesteinen, zur pacifischen Sippe.

Soweit ich die Literatur kenne, hat nur noch BROEGGER in zwei Gesteinen des Christianiagebietes rhombische Pyroxene innerhalb einer „Alkaligesteinsreihe“ nachgewiesen: im Bronzitkersantit von Hooland und in der bronzitführenden Facies des Essexites von Toftholmen³⁾.

¹⁾ Die Vulkane der Cap Verden und ihre Produkte, Seite 147.

²⁾ Neues Jahrbuch für Mineralogie, 1911, Beilageband 31, Seite 419—420.

³⁾ W. C. BROEGGER: Die Eruptivgesteine des Christianiagebietes. III. Das Ganggefüge des Laurdalits. Christiania 1898 S. 74 und S. 84.

9. Ganggesteine.

Ganggesteine habe ich auf Madeira vorwiegend im Gran Curral beobachtet, von wo auch die beiden analysierten Proben stammen (Analysen J. und K. S. 415), und wo am Pico de Gatos diese Gänge ganz besonders schön ausgebildet und z. T. mauerartig ausgewittert, mehrere 100 m hoch sich verfolgen lassen.

Bei weitem die Mehrzahl dieser Gänge am Pico de Gatos, an der Eucumeada de São Vicente und sonst auf der Insel sind graue bis dunkelgraue, anscheinend trachydoleritische und sehr dunkle, basaltähnliche Gesteine, die nach dem Augenschein und z. T. nach den mikroskopischen Untersuchungen von Herrn FINCKH mit den Ergußgesteinen gut übereinstimmen (vgl. die Bemerkungen über den Zusammenhang von Gängen und Decken. Diese Zeitschr. 1903, S. 120, Abbildung!).

Mikroskopisch sind leider nur sehr wenige dieser Ganggesteine untersucht, die sich meistens als trachytoide Trachydolerite, als typische Trachydolerite und als olivinführende basaltähnliche, ganz dichte Gesteine erwiesen.

Typische, ausgesprochen melanocrate Ganggesteine (Camp-tonite), wie sie z. B. in der Caldera von La Palma auftreten, sind mir auf Madeira nicht aufgefallen, noch liegen darüber Angaben von Herrn FINCKH über seine Untersuchungen von Schliffen vor. Doch sind, wie gesagt, bisher nur die wenigsten Ganggesteinsstücke mikroskopisch untersucht.

Die Gänge in der Umgebung des Curral sind im allgemeinen nicht sehr mächtig, wenige dezimeter- bis meterstark, über 2 m stark sind wohl keine der mir zu Gesicht gekommenen Gänge gewesen, abgesehen von einem bei Porto Moniz, der 4—5 m dick sein mochte.

Einzelne der Gänge im Curral oder in dessen Umgebung sind schön säulenförmig bzw. griffelig abgesondert, andere zeigen eine Absonderung in dünne, steilstehende, parallel den Salbändern angeordnete Platten, ja an einzelnen dieser Gänge im Curral war sogar eine sehr schön kugelige Absonderung zu beobachten (vgl. diese Zeitschr. 1908, Band 60, Monatsbericht Seite 25, Abb. 4).

Als ganz besonders auffällig ist mir die bei drei verschiedenen mächtigen Gängen beobachtete Tatsache erschienen, die im Curral in den Tuffen unter dem Pico Sidrão und am Pico Furão aufsetzten und mauerartig aus der Umgebung ausgewittert sind, daß diese grauen bis hellgrauen Ganggesteine zahlreiche mit Zeolithen erfüllte Blasenräume aufweisen.

Die dunkeln basaltähnlichen Ganggesteine im Curral bzw. am Pico de Gatos zeigen meistens reichliche, wenn auch kleine Olivineinsprenglinge; der längste, bis zum Gipfel des Pico de Gatos durchsetzende Gang zeigte ebenfalls zahlreiche kleine, hier mit Brauneisen erfüllte Poren.

Ein anderer mächtiger Gang am Pico de Gatos zeigte eine ganz besonders auffallende Ausbildung; z. T. ist es ein fast schwarzes, sehr feinkörniges, geflecktes, seidenglänzendes Gestein mit zahlreichen kleinen Olivineinsprenglingen, das fast dasselbe Aussehen und dieselbe Verwitterungsrinde zeigt, wie gewisse „Kinnediabase“, die als Geschiebe im norddeutschen Flachland nicht selten vorkommen; zum andern Teil ist dieser Gang als Mandelstein ausgebildet, dessen Mandelräume mit Zeolithen erfüllt sind.

Da ich an den senkrechten mauerartigen Gang selbst nicht nahe genug herankommen konnte, sondern nur die abgewitterten Stücke untersuchen konnte, die unter ihm auf der Abhangsböschung eine lange Halde bildeten, so kann ich nicht sagen, wie die kompakte und die Mandelsteinausbildung im Gangkörper verteilt sind.

Auch in den Breccientuffen der Ribeira de Massapez setzen einzelne mandelsteinartig ausgebildete Gänge auf.

Schön mauerartig ausgewitterte Gänge sind auch zahlreich in der Rib. de São Vicente, bei Camacha, Machico, an der Nordküste bei Porto Moniz und bei der Punta di São Lorenzo zu beobachten, ebenso im Janellatale, im Tal des Ribeiro Secco und bei Caniçal.

Am Lombo Grande im Curral wurde ein ziemlich mächtiger Gang eines ganz zersetzten roten Gesteins beobachtet mit sehr schöner kugeligter Absonderung; ferner sah ich derartige kugelige Absonderungsformen in einem dunkeln, basaltähnlichen Ganggestein bei Porto Moniz auf der sogenannten Cobrada, welches Ganggestein daneben auch noch plattige Absonderung aufweist.

Die beiden am genauesten untersuchten und obenein analysierten Ganggesteine im Curral (Analysen J. und K.) zeigen folgende Beschaffenheit. Das Gestein der Analyse J. ist von Herrn FINCKH als Trachyt bestimmt; es ist ein sehr hellgraues, sehr feinkörniges Gestein, das sich rau und sandig anfühlt und nur ganz vereinzelt eingesprengte kleine glasige Feldspäte erkennen läßt. Unter der Lupe erscheint es weiß mit ganz feiner schwarzer Bestäubung und mit ganz vereinzelt, sehr kleinen, schwarzen Amphibolen. Nach der Analyse stimmt

es recht gut mit gewissen Alkalitrachyten vom Drachenfelstypus überein, auch die Analyse des Domits zeigt m. E. eine bemerkenswerte Ähnlichkeit, ebenso wie der Beschreibung nach die letzteren Gesteine im Aussehen gut übereinstimmen müssen. Unter dem Mikroskop sieht man in einer sehr feinkörnigen Grundmasse zahlreiche kleine, meist tafelförmige Feldspäthchen schwimmen, die eine nur undeutliche, stellenweise kaum erkennbare fluidale Anordnung zeigen, sowie größere vereinzelt Feldspateinsprenglinge, die z. T. schön zonar aufgebaut sind und sehr eigentümliche Zwillingsbildungen aufweisen mit senkrecht aufeinander stehenden Zwillingslamellen (nicht etwa Mikroklin!), endlich lange, dunkelolivfarbige Hornblenden von sehr geringem Pleochroismus, die sehr auffällig aus dem übrigen farblosen Schliff hervortreten. Sie sind z. T. stark resorbiert und mit Wolken von feinem Magnetitstaub erfüllt, ja stellenweise deuten nur noch die langen schmalen Wolken von feinem Magnetitstaub die Lage der ehemaligen, ganz resorbierten Amphibole an.

Das zweite Ganggestein aus dem Curral (Analyse K) ist hellbräunlich-grau, sehr feinkörnig, rau, mit zahlreich eingesprenkten kleinen Sanidinen, Plagioklasen, schwarzen Hornblendesäulchen und Augiten.

Die kleinen, unter der Lupe gut erkennbaren Feldspatäpfelchen der Grundmasse sind zum beträchtlichen Teil parallel gelagert, so daß das Gestein stellenweise ziemlich glänzende Bruchflächen aufweist.

Es hat eine etwas rötlich, z. T. sogar ziemlich intensiv bräunlich-rötlich gefärbte Verwitterungsrinde, in den Poren z. T. Ausscheidungen von Eisenoxydhydrat und weist einen deutlichen Tongeruch auf.

Soweit ich es nach meiner Kenntnis der in Betracht kommenden Gesteine und nach den Beschreibungen von HIBSCH¹⁾ beurteilen kann, scheint mir das Gestein ein typischer Gauteit zu sein; die Analyse paßt sehr gut zu dieser Diagnose, und der Schliff stimmt in allen wesentlichen Einzelheiten mit dem Gauteit von Jacuben im böhmischen Mittelgebirge überein.

Im dem ganz ähnlich aufgebauten La Palma sind zusammen mit den Essexiten und Trachydoleriten ebenfalls Gauteite und Maenaite beobachtet worden, deren Analysen und äußeres Aussehen von diesem Gestein allerdings wesentlich abweichen.

¹⁾ J. E. HIBSCH: Die salischen Gesteine der Ganggefölgsschaft des Essexits im böhmischen Mittelgebirge. TSCHERMACKS Miner. petrogr. Mitt. XXIV, 1905, Seite 299 ff.

Die Feldspateinsprenglinge in diesem Gauteit aus dem Curral sind z. T. ausgezeichnet zonar aufgebaut und weisen oft recht fleckige Auslöschung auf.

Neben sehr stark pleochroitischen Hornblenden (dunkelolivbraun zu hellolivgrünlich) mit Andeutungen zonaren Aufbaus sind hellgrünliche, kaum pleochroitische Augite vorhanden, die ich für Ägirinaugite halten möchte; etwas Nephelin ist ebenfalls vorhanden.

Ein in der äußeren Erscheinung ziemlich abweichendes Gestein von Lombo dos Portaes im Curral aus der v. FRIRSCHSchen Sammlung ist von Herrn FINCKH als Kalkbostonit bestimmt worden.

Es ist ein im Gesamteindruck ausgesprochen graues bis bläulichgraues, ziemlich helles, lange nicht so feinkörniges Gestein wie das vorige, und erscheint bei Lupenbetrachtung (eigentlich schon bei genauem Zusehen mit bloßem Auge) weiß und schwarz gesprenkelt, zeigt sehr stark glänzende Bruchflächen und unter dem Mikroskop eine ganz ausgesprochene, schön fluidale Anordnung der Feldspäte. Im übrigen ist der Schliff dem des vorigen, von mir als Gauteit bestimmten Ganggesteins nicht unähnlich, nur sind die Amphibole darin erheblich kleiner, seltener und nicht so stark pleochroitisch.

Ein anderer Gang vom Pico de Gatos besteht aus typischem grauen Trachydolerit, der unter dem Mikroskop eine sehr schöne Fluidalstruktur aufweist. Die Feldspäte sind z. T. ausgezeichnet zonar aufgebaut und zeigen oft fleckige Auslöschung; kleinere Einsprenglinge von Diopsid und (selten) Olivin sind vorhanden.

Ein anderes, ganz dunkles, fast dichtes Ganggestein vom Pico de Gatos weist ebenfalls eine ganz wundervolle Fluidalstruktur auf, wie sie in den ganz hellgrauen, trachytoiden Trachydoleriten nicht schöner ausgebildet ist (vgl. S. 432).

Endlich habe ich noch das Gestein eines mächtigen Ganges vom Pico de Gatos näher untersucht. Es ist ein grauer, schön plattiger, typischer Trachydolerit, spaltet besonders leicht parallel den Salbändern, ist recht feinkörnig und eintönig grau. Mit der Lupe sieht man deutlich die kleinen, parallel gelagerten Plagioclase, die den merkwürdigen Glanz des Gesteins bedingen, dazwischen wenige punktförmige schwarze Gemengteile und ganz vereinzelt Einsprenglinge von glasigem Feldspat und Amphibol. Unter dem Mikroskop sieht man ausgezeichnet zonar aufgebaute Feldspäte mit reichlichen Einschlüssen feiner, schwarzer, opaker Substanz, Augite mit relativ schwacher Doppelbrechung aber schöner Felderteilung (z. T. ausgezeichnet schönen Anwachskegeln), relativ viel Apatit und zahlreiche,

fast völlig resorbierte Hornblenden mit dickem Mantel von Magnetitstaub, bzw. nur noch Wolken von Magnetitstaub an der Stelle der völlig resorbierten Amphibole. An einer Stelle ist die Lage eines solchen völlig resorbierten Amphibolkrystalls durch ein langes schmales Aggregat von kleinen Augiten und kleinen gut ausgebildeten Magnetitkrystallen (nicht durch die Wolke von Magnetitstaub) bezeichnet.

Ein fast schwarzes, sehr feinkörniges Ganggestein von Pico de Gatos, von Herrn FINCKH als „Essexitbasalt“ bezeichnet, läßt mit der Lupe nur ganz vereinzelte sehr kleine Olivine und punktförmige, schwarze und farblose Gemengteile erkennen. Unter dem Mikroskop zeigt es eine sehr schöne fluidale Anordnung der kleinen zierlichen Plagioklasleisten und kleine Augitsäulchen in der Grundmasse, daneben eingesprengt einzelne größere und ganz große Augite, die z. T. von kleinen schwarzen Einschlüssen wimmeln, sowie von Olivin, der stellenweise auf das sonderbarste korrodiert bzw. resorbiert ist (lange schlauch- und keulenförmige Einstülpungen in den frischen Olivin), z. T. auch von innenher serpentinisiert ist. Das Gestein zeigt sehr schön die dünne graue Verwitterungsrinde wie die canarischen Tephrite.

Ein anderes graues bzw. hellgraues, feinkörniges Ganggestein von Pico de Gatos zeigt sehr deutlich die fluidale Anordnung der kleinen Plagioklasleistchen und dazwischen ganz kleine Augitsäulchen und kleine Erzkörnchen. Eingesprengt finden sich größere einheitliche oder nur einfach verzwilligte Feldspäte (nur ganz ausnahmsweise ein polysynthetisch aufgebauten), oft mit merkwürdig wolkigfleckiger Auslöschung und z. T. mit sehr schönem Schalenbau, ferner größere Augite mit ausgezeichnete prismatischer Spaltbarkeit (z. T. Zwillinge nach 100) und Wolken von Magnetitstaub, die nach den Erfahrungen bei anderen Schriffen sicher die Stellen größerer, völlig resorbierter Amphibole bezeichnen (vgl. S. 434—436).

Auch ein von v. FRISCH am Osthang des Ribeiro frio gesammeltes Ganggestein, sehr dunkel, stark porphyrisch ausgebildet, zeigt die auffallende Erscheinung der mit Zeolithen ausgefüllten Blasenräume; es ist sehr feinkörnig und zeigt schon mit bloßem Auge deutliche bzw. große Einsprenglinge von Plagioklas, Olivin und Augit. Ein Schriff davon ist mir nicht zu Gesicht gekommen.

Unter den alten 1864 von COCHIUS publizierten Analysen von Madeiragesteinen befinden sich zwei, die als von Ganggesteinen herrührend bezeichnet sind, es ist dies die Analyse VII: (Cochius): trachydoleritischer Gang von Rabaçal, feinkörnig, licht-

grau, mit viel Olivin sowie die Analyse V: trachydoleritisches Ganggestein aus dem Westen von Porto Santo, hellgrau, sehr feinkörnig mit Einsprenglingen von Sanidin und Augit. (Vgl. auch die Analysentabelle Seite 417.) Nähere Beschreibungen fehlen leider; das letzte Gestein muß etwa dem Gestein von der Achada und vom Ihleo entsprechen (siehe Analysentafel Seite 428 und Seite 431).

Es ist nach dieser Beschreibung also sicher, daß erstens als Ganggesteine auf Madeira eine ganze Anzahl Gesteine vorkommen, die auf das genaueste den Gesteinen der deckenförmigen Ergüsse entsprechen, womit meine früheren, damals etwas bezweifelten Angaben über den Zusammenhang zwischen Gängen und Decken auf Madeira erwiesen sind (diese Zeitschr. 1903, Seite 118 und Diskussion), ferner daß außerdem hier auch noch die spezifischen, leukokraten Ganggesteine der Alkaligesteinsippe vorhanden sind, wie sie auch sonst als Ganggefölgenschaft des Essexits auftreten.

	J	K	L.	M	1	2	3	4	5
	Curral Tra- chyt	Curral Gauteit	Barr. del Almen- drero amargo	Barr. del Almen- drero amargo	Kel- berg Eifel	Domit	Ziegenberg bei Nestersitz	Maena	Königs- bachtal bei Rongstock
SiO ₂	65,43	57,67	48,23	51,38	65,01	66,70	55,8	56,50	47,52
TiO ₂	0,19	0,40	1,90	1,45	—	0,40	1,07	0,85	Spur
Al ₂ O ₃	17,20	19,17	18,41	15,91	18,27	16,60	17,65	18,14	18,06
Fe ₂ O ₃	1,57	4,55	3,27	3,17	0,84	2,33	4,61	3,12	4,90
FeO	1,06	0,99	5,00	4,03	0,83	0,87	0,85	2,86	4,06
MnO	Spur	—	Spur	—	—	—	0,56	—	1,26
CaO	2,14	3,94	6,43	3,60	1,50	1,48	4,50	3,38	5,36
MgO	0,36	1,22	1,92	2,14	0,80	1,08	1,19	1,22	1,11
K ₂ O	3,78	3,35	3,16	3,33	4,34	4,60	3,61	1,60	4,60
Na ₂ O	6,14	6,84	7,77	6,07	6,79	5,80	4,63	5,28	6,92
H ₂ O	1,82	1,77	3,05	2,42	1,74	—	2,53	1,26	1,54
P ₂ O ₅	0,16	0,34	0,47	0,42	—	0,06	0,59	—	0,32
CO ₂	—	—	0,41	6,08	—	—	0,14	5,11	4,85
S	0,04	0,06	0,12	0,28SO ₃	—	—	0,12Cl	—	Spur Cl
Spez.-Gew.	99,94	100,30	100,14	100,38	100,12	99,92	99,43	99,32	100,50
Anal. Gew.	2,504	2,607	2,670	2,705	—	—	2,434	—	2,494
Anal. Gew.	EYME	EYME	Klöss	Klöss	—	—	—	—	—

Bemerkungen zu der Analysentafel der Ganggesteine.

Die beiden Analysen J und K sind von den Gesteinen der mächtigen Gänge im Gran Curral hergestellt, die unter dem Sidrão aufsetzen, am oder in der Nähe des bei den Essexiten erwähnten Lombo dos

Portaes, wo v. FRITSCH seine Essexite gefunden hat. Die Analyse J ist von Herrn FINCKH, die Analyse K von mir selbst ausgesucht und veranlaßt. J ist von Herrn FINCKH als Trachyt, K von mir selbst als Gauteit bestimmt. Die Analysen L und M sind gemacht von zwei Ganggesteinen, die ich 1907 in der Caldera von La Palma im Barranco del Almendrero amargo ebenfalls in nächster räumlicher Verbindung mit Essexiten gefunden habe, und die von Herrn FINCKH als Sodalithgauteit und als Maenait bestimmt worden und zur Analyse ausgesucht sind. L ist ein ganz frisches, dunkelgrünlich graues, porphyrisches Gestein mit großen, glänzenden, parallel gelagerten Feldspat tafeln —

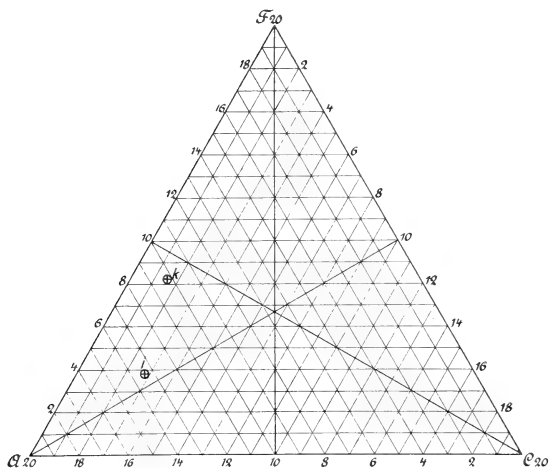


Fig. 16.

Projektion der Ganggesteine Madeiras.

im Querbruch als parallele Leisten erscheinend — und zahlreichen langen Hornblendesäulchen sowie kleinen schwarzen Augiten. M ist ein feinkörniger, hellbräunlicher, stark zersetzter Maenait, in dem nur einzelne größere, stark zersetzte (epidotisierte) Feldspäte zu erkennen sind.

Die Analysen 1—5 sind als Vergleich daneben gesetzt; sie stammen von den petrographisch bzw. chemisch mir am ähnlichsten und vergleichbarsten erscheinenden Gesteinen:

1. ist ein Alkali (Drachenfels-) trachyt von Kelberg aus der Eifel,
2. der Domit vom Puy de Dome,
3. der Gauteit vom Ziegenberg bei Nestersitz,
4. der Maenait von Maena im Christianiagebiet,
5. der Sodalithporphyr aus dem Königsbachtal bei Rongstock.

Zu vergleichen sind hierzu noch die beiden unvollkommenen Analysen der Ganggesteine Madeira von Cochius.

	Porto Santo (Westen) V	Rabaçal VI
SiO ₂	56,49	56,40
Al ₂ O ₃	22,08	21,47
Fe ₂ O ₃ } FeO }	5,11	12,46
CaO.	5,49	2,39
MgO	3,00	1,82
K ₂ O	2,06	Spur
Na ₂ O	5,77	5,46
H ₂ O	1,89	3,35
Spez. Gew.	2,43	2,92

Ergußgesteine.

Nach HARTUNG bilden die Asche, Tuffe und Schlackenmassen Madeiras etwa die Hälfte der am Aufbau der Insel beteiligten Gesteine und halten so den kompakten Lavaströmen und Gängen etwa das Gleichgewicht, mit der näheren Angabe, daß die lockeren Auswurfsprodukte im Innern der Insel weit überwiegen, in den Randpartien dagegen gegenüber den geflossenen Effusivgesteinen zurücktreten.

Diese Ergußgesteine schildert HARTUNG vorwiegend als aus „Basalt“ bestehend, mehr zurücktretend als „Grausteine“, Trachydolerite und Trachyte, und hebt hervor, daß alle diese Gesteine ohne scharfe Grenzen ineinander übergehen, sowie auch, daß irgendeine Gesetzmäßigkeit in der räumlichen und zeitlichen Verteilung dieser Ergußgesteine nicht zu erkennen sei.

Ich kann diese Angaben von HARTUNG nur bestätigen, mit der Einschränkung, daß die echten Trachydolerite in der modernen Fassung des Begriffes inklusive der nephelinbasanitartigen Gesteine weit zu überwiegen scheinen, und daß die ganz dunkeln basaltoiden Gesteine ihnen gegenüber doch wesentlich zurücktreten, wenn sie auch immerhin in weit erheblicherer Verbreitung vorkommen als die trachytoiden Trachydolerite oder gar die echten Alkalitrachyte, welche letztern ich auf Madeira nur einmal als Ganggestein, als Ergußgestein garnicht beobachtet habe und die ich in letzterer Erscheinungsart nur aus den kleinen Handstücken v. FRITSCHS kenne.

Alle diese Gesteine bilden nun nach ihrem äußeren Aussehen und in ihrer feineren mineralogischen Zusammensetzung eine fortlaufende Reihe mit allen denkbaren Übergängen und Verknüpfungen, so daß es in vielen Fällen nicht ohne erheblichen Zwang oder überhaupt nicht möglich ist, sie mit Sicherheit und

ohne Rest in eine der großen Rubriken: Trachydolerit, Nephelinbasanit, Trachyt, Basalt unterzubringen, sondern noch allerlei näher bestimmende bzw. einschränkende Zusätze machen muß, und es wird dann vielfach Sache der persönlichen Auffassung bleiben, auf welchen der mineralogischen Componenten oder auf welche Gruppe derselben man bei der Benennung und systematischen Unterbringung besonders Wert legen soll. Bei der Beurteilung der systematischen Stellung aller dieser Gesteine wird man aber doch davon ausgehen müssen, daß die ganz überwiegende Masse der Tiefengesteine Madeiras, wie vorhin ausgeführt, nach ihrem mineralogischen Bestande und ihrer chemischen Zusammensetzung mit echten und typischen Essexiten und deren basischen Randfaciesbildungen übereinstimmen — nur für den „Madeirit“ aus der Ribeira de Massapez ist noch kein genaues Analogon bekannt —, daß die verschiedenen Essexitvarietäten Madeiras geologisch einheitliche Körper bilden und die überraschendsten Übereinstimmungen mit denen des böhmischen Mittelgebirges, des Christianiagebietes und mit den von mir auf La Palma gesammelten Essexiten zeigen, und daß die Madeirensen Ergußgesteine, die mit diesen Tiefengesteinen ganz unzweifelhaft zusammengehören, in der ganz überwiegenden Mehrzahl durch die Führung ganz charakteristischer Mineralien bzw. Mineralkombinationen, die für die „Alkaligesteine“ als bezeichnend angegeben werden (Barkewikitische Hornblenden, Nephelin, Titanaguite, z. T. auch Alkalipyroxene), ausgezeichnet sind.

Da nun die Ergußgesteine Madeiras, wie schon mehrfach ausgeführt, geologisch unter sich und mit den Tiefengesteinen eine durchaus einheitliche und zusammenhängende, fortlaufend gebildete Reihe darstellen, ohne einen großen, einschneidenden Hiatus, wie er zwischen Grundgebirge und „jungvulkanischer“ Formation auf La Palma auftritt (Literatur Nr. 15, Seite 222ff und Nr. 16, Seite 25—31), so wird man diese ganzen, äußerlich und z. T. auch chemisch so sehr verschiedenartigen Gesteine Madeiras auch als Ergußformen desselben Magmas auffassen müssen, das allerdings besonders spaltungsfähig gewesen zu sein scheint, und die systematische Stellung auch der abweichendsten Typen dieses einheitlichen Vulkangebiets nach dieser Tatsache beurteilen müssen.

Ganz ebenso wie in mineralogisch-petrographisch-geologischer Hinsicht bilden nämlich diese Madeirensen Ergußgesteine, wie später gezeigt werden wird, auch in chemischer Beziehung eine fortlaufende, lückenlose Reihe mit allen nur denkbaren Übergängen und Verknüpfungen bzw. Verschränkungen, wenn auch die extremsten Glieder sowohl in ihrem mineralogischen Bestand

wie in ihrer chemischen Zusammensetzung auf den ersten Blick kaum noch Ähnlichkeiten und Beziehungen aufzuweisen scheinen.

Während die typischen Trachydolerite von heller bzw. sehr hellgrauer bis dunkelgrauer Farbe und mit den charakteristischen Strukturformen Kieselsäuregehalte von 48 bis etwa 42 Proz., z. T. aber auch bis fast 53 Proz., ja über 55 Proz. SiO_2 aufweisen, enthalten die basaltoiden, fast schwarzen, olivinreichen Typen 42 bis fast 45 Proz. SiO_2 und die trachytoiden Trachydolerite rund 52 Proz. Kieselsäure (nach den alten COCHIUSSchen Analysen aber auch bis 61,5 Proz.) und das trachytische Ganggestein aus dem Curral enthält sogar über 65 Proz. SiO_2 .

Auffallend ist dabei besonders, daß die hellgrauen bzw. ganz hellgrauen Trachydolerite mit dem charakteristischen Seidenglanz doch nur höchstens 47,7 Proz., z. T. aber noch nicht ganz 42 Proz. SiO_2 enthalten, also ganz erheblich weniger sauer sind als einzelne der ganz dunkeln bzw. fast schwarzen Trachydolerite und der basaltoiden Typen, was ebenso auch aus den alten von COCHIUS 1864 veröffentlichten Analysen hervorgeht, wo rund 54 Proz. SiO_2 Gehalt noch für ein ganz dunkles Gestein angegeben wird.

Auffallend ist sowohl bei manchen typisch trachydoleritischen Gesteinen wie bei vielen der dunkeln basaltoiden Gesteine die sehr merkwürdig rauhe, feinporöse Beschaffenheit, die für HARTUNG einen wesentlichen Grund zur Abtrennung seiner Trachydolerite gebildet zu haben scheint.

Bemerkenswert ist ferner bei vielen der dunkeln basaltoiden Gesteine, wie auch bei vielen der dunkleren trachydoleritischen Gesteine die ganz merkwürdig helle, aschgraue, z. T. fast weiße Verwitterungsrinde, eine Erscheinung, die auch v. FRITSCH an den tephritischen Gesteinen der Canaren besonders hervorhebt.

Wie nun schon HARTUNG mehrfach betont hat, ist tatsächlich irgend eine Gesetzmäßigkeit in der räumlichen Verteilung oder in der zeitlichen Aufeinanderfolge dieser z. T. so sehr verschiedenen, z. T. auch so sehr ähnlichen bzw. übereinstimmenden Gesteine nicht zu erkennen.

In dem mächtigen, sehr gut aufgeschlossenen Profil des Gran Curral am Serrado wechseln vom tiefsten Grunde bis zur höchsten Höhe ganz dunkle basaltoide und helle bzw. ganz helle trachydoleritische Gesteine, sehr kieselsäurereiche und sehr basische Gesteine ganz regellos und mehrfach miteinander ab.

Ebenso sind dunkle basaltoide und mehr oder minder hellgraue trachydoleritische Gesteine sowohl im Norden wie im Süden, im Osten wie im Westen an der Oberfläche überall und wie es scheint ziemlich gleichmäßig verbreitet.

Während im Norden bei Porto da Cruz und im Boaventuratale die ganz hellen trachytoiden Trachydolerite und Alkali-trachyte obenauf liegen bzw. in den Erosionsformen der älteren mehr basischen Gesteine liegen und tief im Grunde der Ribeira de Massapez und bei Porto da Cruz selbst als älteste Unterlage „limburgitartige“ Gesteine auftreten, sind andererseits auch ganz tief im Grunde des Curral sehr kieselsäurereiche Trachydolerite aufgeschlossen und die anscheinend überhaupt jüngsten Ergüsse der Insel bei Porto Moniz, São Vicente und Funchal sind wieder ganz dunkle, olivinreiche, basaltische Gesteine.

Auch bei den zahlreichen Gängen im Curral, bei denen natürlich eine Altersbeziehung zu einander garnicht und zu den ergossenen Deckengesteinen nur in beschränktem Maße nachzuweisen ist, wechseln räumlich basaltoide, trachydoleritische und ganz helle trachytische Gesteine stark und ganz unregelmäßig miteinander ab.

Ganz tief im Grunde des Curral finden sich trachytische Gänge mit über 65 Proz. SiO_2 , die anscheinend nicht hoch hinaufgedrungen sind, während nördlich davon im Pico de Gatos die bis zur höchsten Spitze mauerartig hinaufsetzenden Gänge teils aus dunkelgrauen trachydoleritischen, teils aus fast schwarzen olivinreichen Gesteinen bestehen und noch weiter nördlich im Boaventuratale (Rib. do Porco) die „Trachyt“-ströme — ganz helle trachytoide Trachydolerite und Sodalithtrachyte — wieder als dort jüngste Ergüsse obenauf liegen.

Aus allen diesen Ausführungen über die Verbreitung und die Zusammenhänge der einzelnen Gesteine ergibt sich also mit Gewißheit, daß dieses ungeheure Vulkangebiet von 62 (bzw. inklusive der Dezertas über 100) klm Länge, 23 klm Breite und etwa 1800 m Höhe über dem Meeresspiegel, das etwa 790 Quadratkilometer Oberfläche hat und sich aus einem 3000 bis 4500 m tiefen Meere erhebt, im großen und ganzen betrachtet ein einheitliches Vulkangebilde ist, entstanden aus einem einheitlichen aber offenbar ganz ungewöhnlich spaltungsfähigen Magma essexitischer Natur.

Unter den typischen und am weitesten verbreiteten Trachydoleriten, die ohne weiteres als solche erkennbar sind und schon in ihrem äußeren Habitus unverkennbar mit den Trachydoleriten La Palmas übereinstimmen, sind zwei Abarten zu unterscheiden.

Das sind erstens die grauen, ungemein fein- und gleichkörnigen, fast dichten Gesteine mit dem so auffallenden seidenartigen Schimmer auf einzelnen Bruchflächen, der durch die

parallele Anordnung der minimalen, oft kaum noch mit der Lupe erkennbaren Feldspattäfelchen bedingt ist. (Sehr ähnliche Gesteine sind als Basanite von v. FRITSCH von den Canarischen Inseln beschrieben.)

Zweitens sind es die eigentümlich fleckigen bzw. gesprenkelten Gesteine, die meistens ebenfalls keine erkennbaren Einsprenglinge enthalten bzw. nur mit ganz kleinen Olivineinsprenglingen versehen sind und in der ungemein feinkörnigen bis dichten Gesteinsmasse die minimalen hellen und dunklen Komponenten nicht gleichmäßig verteilt zeigen, sondern die dunkleren (besonders das Eisenerz) in pfefferkorn- bis linsengroßen Flecken und kleinen Schlieren konzentriert enthalten, zwischen denen die meistens schmäleren, an hellen Bestandteilen reichen und an dunkeln, besonders an Erzen, sehr viel ärmeren Partien „maschen“artig eingeschoben sind.

Auch diese Trachydolerite zeigen großenteils — nicht immer — einen ausgesprochenen, auf der parallelen Anordnung der Feldspattäfelchen beruhenden Seidenschimmer; die Sonderung in helle und dunkle Flecke kann soweit gehen, daß eine Art kleinflaserige Struktur entsteht, in der die breit linsenförmigen dunklen Partien oder Schlieren durch wellig verlaufende, ganz feine, fast weiße und fast nur aus parallelen Feldspattäfelchen bestehende Streifen voneinander getrennt werden, so daß das Gestein im Querbruch eine verblüffende Ähnlichkeit mit alter Kiefernborke hat (abgesehen von der mehr grauen statt der braunen Grundfarbe), und daß diese Gesteine, die nach diesen unregelmäßig wellig runzelig verlaufenden, feinen, weißen Streifen besonders leicht spalten, dann einerseits ganz helle, schwach dunkelgesprenkelte und andererseits (senkrecht dazu) ganz dunkle, nur fein hellgestreifte Bruchflächen zeigen.

Eine fernere Abart dieser gefleckten dunklen Gesteine mit einem wenn auch nicht sehr auffallenden so doch immerhin deutlich erkennbaren Seidenglanz ähnelt äußerlich sehr, z. T. ganz auffallend den sogenannten Kinnediabasen, die als schwedische Diluvialgeschiebe im norddeutschen Flachland stellenweise nicht selten und wohl jedem norddeutschen Diluvialgeologen bekannt sind; im Dünnschliff diese Gesteine zu vergleichen habe ich bisher noch nicht Gelegenheit gehabt, jedenfalls gibt aber diese Ähnlichkeit einen ganz guten Anhaltspunkt, um sich ohne lange Beschreibung über den allgemeinen Charakter dieser Gesteine eine Vorstellung zu machen.

Auch die hellgrauen, ganz gleichmäßig gefärbten trachytoiden Trachydolerite und z. T. die ganz hellen, fast weißen trachytischen Gesteine zeigen jenen eigentümlichen starken

Glanz auf bestimmten Bruchflächen, der durch die feinschuppig-parallele Anordnung der Plagioklase bedingt ist. (Vgl. Seite 432.)

Der ganz hellgraue trachytoide Trachydolerit am Acal bei Porto da Cruz zeigt in der gleichkörnigen Masse z. T. faust-große, basische, schwarze Schlieren, sowie z. T. völlig zersetzte derartige Schlieren von weinroter Farbe; dasselbe Gestein zeigt an der Abelheira sehr schöne säulenförmige Absonderung (Abelheira = Bienenwabe) und in den obersten zersetzten Partien über der säulig abgesonderten Hauptmasse kugelige Absonderungsformen, deren Kugeln auf den Begrenzungsflächen und z. T. auch im Innern merkwürdige Imprägnationen mit chalcedonartiger Substanz aufweisen.

Einen fernerer, besonders auffälligen aber nur ziemlich selten vorhandenen Typus der Trachydolerite, der die genetischen Zusammenhänge dieser Gesteine mit den Essexiten schon bei einfacher Betrachtung mit bloßem Auge bzw. mit der Lupe erkennen läßt, bilden die essexitporphyritartigen Gesteine.

Der auffallendste dieser Essexitporphyrite fand sich als Gerölle in der Ribeira de Massapez und enthält in einer dunkel-grauen, fast schwarzen, dichten Grundmasse neben zahlreich eingesprengten kleinen Olivinen, sehr zahlreiche, parallel gelagerte, ungemein dünntafelige, ziemlich große, farblose und stark verzwillingte Plagioklase, so daß einzelne Bruchflächen mit lauter spiegelnden Spaltflächen der Feldspattafeln größtenteils bedeckt sind und ganz hell und glänzend erscheinen. Es ist im Prinzip dieselbe Struktur wie bei den vorher erwähnten schlierigen, grauen, fein weißgestreiften Trachydoleriten, nur daß hier nicht zahllose minimale Plagioklase dichtschruppig zusammen- und übereinanderliegen, sondern einzelne große Plagioklastafeln parallel dicht nebeneinander auf einer Fläche liegen.

Bei der Mehrzahl der Essexitporphyrite liegen aber diese so auffälligen großen, stark verzwillingten, wasserklaren, dünntafeligen Plagioklase nicht parallel zueinander, sondern unregelmäßig verteilt in der annähernd dichten, dunkelgrauen (einmal stark porösen, rötlichen) Grundmasse, öfter ebenfalls zusammen mit zahlreichen kleinen Olivineinsprenglingen, und diese unregelmäßig kreuz und quer gelagerten, oft auch ganz schwach divergentstrahlig angeordneten Plagioklastäfelchen (so daß dann nur ganz dünne Keile von „Grundmasse“ dazwischen liegen) ergeben dann in den Querbrüchen sehr auffällige, lange leistenförmige bzw. scherenartig gestaltete Querschnitte, die das Gestein ganz unverkennbar machen.

Diese Gesteine stimmen genau überein mit den Essexitporphyriten von La Palma und haben sehr große Ähnlichkeit mit

gewissen Essexitporphyriten des Christianiagebietes, wenn auch nicht gerade mit den Typen der BRÖGGERschen Muster-Suite, und diese so auffälligen, stark verzwillingten, wasserklaren, oft schwach divergentstrahlig angeordneten Plagioklastafeln bilden auch einen besonders charakteristischen Bestandteil mehrerer Essexitvorkommen Madeiras, besonders an der Soca, so daß hier der genetische Zusammenhang der Tiefen- und Ergußgesteine sozusagen mit Händen zu greifen ist. Diese Essexitporphyrite wurden beobachtet in der Ribeira de Massapez, in der Ribeira brava und im Curral, besonders schön oben auf der Eira di Serrado; sehr ähnliche Gesteine wurden auch in der Ribeira de Machico und an der Penha d'Agua beobachtet.

Ein sehr ähnliches Gestein, bei dem die Grundmasse nicht ganz so feinkörnig und dunkel ist wie bei den übrigen Essexitporphyriten und bei dem die zahlreich eingesprengten, großen Plagioklase nicht vereinzelt liegen und die ausgesprochene Leistenform haben, sondern meistens unregelmäßige und z. T. recht sonderbar gestaltete Aggregate bilden, liegt aus der Ribeira de Majade vor; es ist im Prinzip dasselbe Gestein, nur daß sich eben die großen Plagioklastafeln schon meistens mehr zusammengeballt haben.

Sehr auffällig sind ferner gewisse nicht seltene Gesteine, die mit den Essexitmelaphyren von La Palma und des Christianagebietes die größte Ähnlichkeit bzw. anscheinend völlige Übereinstimmung zeigen und die ebenfalls gewisse Beziehungen zu den Essexitporphyriten und zu den typischen Trachydoleriten aufweisen.

Einer der Essexitporphyrite aus der Ribeira de Massapez, der, wenn auch von den andern schon etwas abweichend, noch ganz unverkennbar ist, zeigt in der dunkelgrauen, hier stark porösen Grundmasse neben den charakteristischen Plagioklastafeln und den kleinen Olivineinsprenglingen schon garnicht selten kleine schwarze Augiteinsprenglinge; ein ähnliches aber noch augitreicherer Gestein wurde von v. FRITSCH an der Penha d'Agua gesammelt.

Bei den typischen Essexitmelaphyren und den diesen nahestehenden Gesteinen treten nun die großen Plagioklastafeln völlig zurück, und in der oft porösen, sehr feinkörnigen Grundmasse finden sich nur Einsprenglinge von ganz kleinen (bis 5 mm großen) Plagioklasen, bzw. Plagioklase, die so klein sind, daß man sie kaum noch als Einsprenglinge bezeichnen kann, und die auch nicht mehr die so auffallenden, leistenförmigen Querschnitte zeigen. Dagegen nehmen die Olivine und Augite sowohl an Zahl wie an Größe ganz auffallend zu und es entstehen dann, besonders wenn die Olivine etwas zersetzt sind

und irisieren, ganz merkwürdig bunte Gesteine, die durch die Größe ihrer bunten oder dunklen, bis 10 mm im Durchmesser haltenden Einsprenglinge in einem bemerkenswerten Gegensatz zu der bei weitem größten Mehrzahl der Madeirensen Effusivgesteine stehen.

Ab und zu enthalten diese so auffälligen Gesteine schon mit der Lupe erkennbaren Nephelin; im Dünnschliff zeigen sie fast alle Nephelingealt. Soweit ich die Schliffe durchgesehen habe, enthalten gerade diese Essexitmelaphyre auffallend viele und schöne Titanaugite sowie Augite mit einer z. T. höchst auffälligen Farbenstaffelung, die völlig anders aussieht als die gewöhnlich beobachtbare Felderteilung der Auswachskegel. (Abbildung Tafel VII, Fig. 3), ferner barkewikitische Hornblenden, und Olivine, die großenteils mit einem breiten, leuchtend tiefbraunen Umwandlungsrand umgeben bzw. fast völlig in solche leuchtendbraune Substanz umgewandelt sind.

Auch diese Essexitmelaphyre zeigen nach der andern Seite unverkennbare Beziehungen zu manchen Trachydoleriten, indem die Grundmasse bei manchen Varietäten nicht gleichmäßig und einheitlich ausgebildet ist, sondern wie bei manchen dieser Trachydolerite eine deutliche Sonderung und Fleckenbildung von heller und dunkler gefärbten Partien aufweist, stellenweise auch eine gewisse parallele Anordnung der Plagioklase erkennen läßt.

Diese Essexitmelaphyre sind, wenn auch nicht gerade häufig, an den verschiedenen Stellen der Insel gefunden, auch in der v. FRITSCHSchen Sammlung vorhanden.

An der Penha d'Agua fand ich ein sehr feinkörniges, bräunlichgraues Gestein, das in der feinkörnigen Grundmasse zahllose 2—3 mm große Einsprenglinge von Nephelin und etwas zersetzten Olivinen enthält, vereinzelt auch kleine schwarze Augite; es steht den Essexitmelaphyren ebenfalls sehr nahe.

Über die chemischen Verwandtschaftsverhältnisse der Essexitporphyrite und Essexitmelaphyre vergleiche man die zitierten Arbeiten von BRÜGGER, QUENSEL und BRAUNS.

Noch seltener sind die hellen, feinkörnigen Dolerite, deren einzelne Mineralbestandteile man alle ohne weiteres unterscheiden kann bzw. mit der Lupe deutlich erkennen kann; sie kommen aber ebenfalls an den verschiedensten Teilen der Insel vor.

Sieht man von diesen bisher beschriebenen, doch relativ oder überhaupt recht seltenen Gesteinen ab, deren krystallisierte Bestandteile man mit bloßem Auge erkennen kann oder die gar bis 5 ja 10 mm große Phenokrysten enthalten, so ist die ganz überwiegende Mehrzahl der übrigen Gesteine ganz ungemein

feinkörnig und enthält entweder überhaupt keine Einsprenglinge oder nur ganz kleine Olivine und seltener Augite, ganz selten auch einmal minimale Hornblendensäulchen. Auch die ganz dunkeln, sehr fein- und gleichkörnigen Gesteine zeigen öfters den auffallenden typischen Seidenglanz der grauen Trachydolerite.

Erkennbare Plagioklaseinsprenglinge von 1 bis höchstens 2 mm Größe sind ebenfalls schon sehr selten; meistens kann man die Feldspäthchen gerade noch bei schärfster Lupenvergrößerung erkennen, während die gefärbten Gemengteile auch dann oft nur noch punktförmig erscheinen. Das gilt sowohl von den meisten grauen bis dunkelgrauen Trachydoleriten, bei denen oft der charakteristische Seidenschimmer die Feldspäthe mehr ahnen als erkennen läßt, als auch von den ganz dunklen, basaltoiden Typen.

Die ganz dunkeln, basaltoiden, olivinreichen Gesteine der Insel, mit einem Gehalt von 42 bis fast 45 Proz. SiO_2 , sind allesamt ungemein feinkörnig bis dicht, nur z. T. mit etwas größeren Olivinkörnern; beim Verwittern bleichen sie oft erheblich aus. Es sind z. T. ziemlich feldspatreiche und meistens etwas nephelinhaltige Gesteine und sie sind, wenn auch nicht sehr häufig, ebenfalls über die ganze Insel verbreitet.

Als extremste Glieder nach dieser Richtung hin stellen sich limburgitähnliche Gesteine ein, die vereinzelt, aber ebenfalls an recht verschiedenen Stellen der Insel gefunden sind.

Nicht ganz so feinkörnig als die meisten typischen Trachydolerite und die basaltoiden Gesteine sind die ganz hellen trachytoiden Trachydolerite und die trachytischen Gesteine, in deren auf einzelnen Bruchflächen stark glänzender Grundmasse man die schuppig angeordneten kleinen Feldspattäfelchen meistens mit der Lupe ganz gut erkennen kann, und die auch nicht gerade spärlich kleinere Sanidineinsprenglinge und seltener solche von kleinen Plagioklasen, noch seltener Amphibolsäulchen und ganz kleine Augite enthalten.

Die trachytoiden Trachydolerite sind oft sehr mürbe und sandig anzufühlen, die trachytischen Gesteine sind etwas fester, beide Typen oft bemerkenswert rauh.

In der v. FRITSCHSchen Sammlung liegt ein Handstück von von einem ganz typischen Sodalithtrachyt, wahrscheinlich aus dem Boaventuratal (von Herrn FINCKH bestimmt!)

Von Herrn Pater SCHMITZ habe ich auf meine Bitte aus dem Boaventuratale ein ganz ähnliches (wenn nicht gleiches) Gestein in einer kleinen Probe enthalten, das dort einen größeren Strom bildet (schon von HARTUNG erwähnt und abgebildet!)

Ebenfalls aus dem Boaventuratale und von einem dieser Trachytströme stammt ein mir von Herrn Pater SCHMITZ übergebenes Handstück, das sehr auffällig dem trachytoiden Trachydolerit vom Acal bei Porto da Cruz ähnelt und auch wie dieser die eigentümlich zersetzten, weinroten, basischen Schlieren zeigt (Seite 422 und 432).

Sowohl die trachytoiden Trachydolerite wie die trachytartigen Gesteine enthalten ganz ungemein wenig gefärbte Gemengteile, die oft nur in Form einer feinen, schwarzen Bestäubung auf den farblosen Feldspäten erscheinen.



Nach Photog. von C. GAGEL.

Fig. 16.

Quell(?)kuppe der Achada bei Porto da Cruz
im äußersten Hintergrunde der Pico de Gatos
(Randberge des Curral).

Diese trachytoiden Trachydolerite bilden an der Achada bei Porto da Cruz anscheinend eine erhebliche Quellkuppe; es ist aber nicht ganz sicher, ob diese Kuppe noch in der ursprünglichen Form vorhanden ist oder ob sie nicht durch Erosion bzw. Denudation aus einem sehr viel größeren Erguß herausmodelliert ist, dessen sonstige Überreste in der Quebrada, in der Abelheira, im Acal und auf dem Ilheo vorliegen.

Daß die etwa 60 Meter mächtigen, hellen, trachytoiden Gesteine der Abelheira, des Acal und die sehr viel schwächeren des Ilheo ursprünglich einen einheitlichen Strom gebildet haben, ist augenscheinlich; für die Achada ist auch HARTUNG geneigt die Entstehung als besondere Quellkuppe anzunehmen. Chemisch

steht die Analyse des Gesteins vom Ilheo dem von der Achada näher als dem der Abelheira, das nach COCHIUS (Seite 451) 61,57 Proz. SiO_2 aufweist. Das Gestein der Abelheira zeigt im Dünnschliff zwischen den kleinen Feldspatleistchen kleine Titanaugite von ungewöhnlich schöner Sanduhrstruktur.

Ein im Habitus völlig übereinstimmendes, nur noch helleres und saureres Gestein mit über 65 Proz. SiO_2 ist, wie schon erwähnt, in Form eines mächtigen Ganges von mir im Innern des Curral aufgefunden, tief unter dem Pico Sidrão, scheint aber hier nicht bis zur Oberfläche emporgedrungen und effusiv geworden zu sein.

Sehr ähnliche, wenn auch nicht übereinstimmende Gesteine hat auch v. FRITSCH gesammelt an der Piedra branca (daher der Name = Weißer Fels) bei Porto da Cruz und hat sie als domitartige Gesteine bezeichnet.

Nach HARTUNGS (und MÜGGES) Angaben und Beschreibungen kommen sehr ähnliche Gesteine offenbar auch auf den Azoren vor. Hervorgehoben muß noch werden, daß nicht nur die hellgrauen und grauen Ergußgesteine, sondern auch eine ganze Anzahl dunkle bis fast schwarze Ganggesteine eine ganz ausgezeichnet fluidale Anordnung der kleinen Feldspattäfelchen aufweisen und daß auch bei vielen recht dunklen Ergußgesteinen mehr oder minder deutlich solche fluidale Strukturen in die Erscheinung treten.

Bemerkungen zu der Analysentafel der Ergußgesteine.

Das Material für die Analysen c, e, f, m, n, o, p, r, s ist von Herrn FINCKH aus den Gesteinen von meiner ersten Reise nach Madeira ausgesucht, die übrigen Analysen sind von mir selbst veranlaßt, die dazu gehörigen Schliche größtenteils erst auf meine Veranlassung hergestellt und auch diese Gesteine zum größten Teil von mir allein untersucht worden; insbesondere sind die Schliche von dem zusammenhängenden Profil der Ergußgesteine am Pico Serrado von Herrn Dr. FINCKH, der diese wichtigste Serie gar nicht näher beachtet hatte, nicht untersucht worden, sondern erst von mir bestimmt.

Die Reihenfolge der Ergußgesteine im Curral ist von unten nach oben folgende: p, h, a, g, u, t, o, k. (Vgl. das Diagramm S. 454.)

Zwischen h und a liegen noch ganz dunkle, fast schwarze, olivin- und augithaltige, dünnplattige, klingende Gesteine, etwa vom Typus der Analysen o und r.

Zwischen a und g liegen noch dunkelbraungraue, fast schwarze, olivinhaltige bzw. sehr olivinreiche Gesteine und hellbräunlich graue, etwas fleckige, typische Trachydolerite, entsprechend den Gesteinen der Analysen, m, o und p.

Zwischen g und u liegen noch sehr feinkörnige, dunkelgraue, olivinreiche und anscheinend auch olivinfreie bzw. sehr olivinarme Gesteine.

Analysen der Erguß.

	Serrado 10	Rib. de Mas- sapez	Porto da Cruz		Ribeiro frio	Punta do Sol	Serrado 6	Serrado 12	Punta Del- gado	Curral Lombo Grande
	a	b	Achada c	Ilheo d	e	f	g	h	i	k
SiO ₂	55,54	52,75	52,40	51,78	47,70	46,44	46,08	44,86	44,50	44,40
TiO ₂	0,71	0,94	1,60	1,05	2,54	2,90	2,73	2,52	2,61	2,77
Al ₂ O ₃	18,20	18,29	19,27	18,68	17,32	16,30	17,39	16,18	13,85	15,40
Fe ₂ O ₃	5,92	4,68	4,56	6,42	5,43	4,82	10,95	7,22	3,47	5,20
FeO	1,14	4,33	3,57	2,77	4,71	7,07	2,56	7,10	9,02	7,81
CaO	5,64	7,39	6,68	6,04	7,98	10,03	8,87	9,95	10,06	9,92
MgO	1,32	2,15	2,03	1,86	3,62	4,92	2,66	5,34	11,00	7,23
K ₂ O	2,30	2,29	2,03	2,34	2,45	1,44	1,38	1,39	0,92	1,19
Na ₂ O	6,44	5,66	5,50	5,53	4,21	3,82	3,72	3,78	2,70	2,83
H ₂ O	2,35	0,75	1,82	2,78	3,08	1,40	2,37	0,85	0,71	2,15
S	0,06	0,05	0,10	0,04	0,04	0,08	0,02	0,06	0,07	0,04
P ₂ O ₅	0,56	0,71	0,52	0,71	0,99	0,82	1,11	0,92	0,84	0,77
			Spur Mangan							
Summa	100,18	99,98	100,12	100,00	100,05	100,04	99,84	100,17	99,75	99,71
Spez. Gew.	2,628	2,770	2,798	2,698	2,673	2,906	2,809	2,939	3,034	2,931
Farbe	hell- grau	grau gefleckt	ganz hell- grau	hell- grau	ganz hell- grau	dunkel- grau schwach gefleckt	bräunl grau	schwarz	grau porphy- risch	dunkel- grau
Analytiker	EYME	EYME	KLÜSS	EYME	EYME	EYME	EYME	KLÜSS	KLÜSS	KLÜSS

Analysen von Gesteinen Teneriffas.

La Palma

	Trachy- dolerite		Basa- nit	Te- phrit	Basalte				Limburgit
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	57,76	56,9	52,46	51,76	49,73	44,64	42,77	41,49	40,22
TiO ₂	—	—	—	—	0,38	—	3,08	3,50	nicht bestimmt
Al ₂ O ₃	17,56	20,41	14,25	16,64	22,84	16,55	15,80	16,27	14,41
Fe ₂ O ₃	4,64	4,46	14,47	14,06	6,10	7,53	3,34	3,08	17,42 (incl. TiO ₂)
FeO	2,09				5,98	7,52	10,85	8,57	2,36
MnO	0,82	—	—	—	—	—	0,18	0,45	—
CaO	5,46	2,13	9,87	8,15	9,00	11,25	9,77	11,70	11,53
MgO	2,76	0,83	4,16	3,21	3,91	9,52	9,04	8,97	7,29
K ₂ O	1,42	6,30	0,68	1,31	1,04	1,34	1,65	1,24	1,90
Na ₂ O	6,82	5,78	3,90	4,98	1,89	2,47	3,49	3,26	3,94
H ₂ O	—	1,30	—	—	—	—	0,27	0,31	—
	Fuente Agria +0.30Cl	SanLo- renzo	Los Mallor- quines	Cha- jorra	Gara- chico	Gui- mar	Ober- halb Merce- des	Ober- halb Espe- ranza	

Nr. 1—6 nach v. FRITSCH und REISS: Tenerife. — Nr. 7 und 8 nach PREISWERK: Beitrag zur Kenntnis der Eruptivgesteine von Tenerife. Verh. Naturforsch. Ges. Basel, XXI. 1910, Seite 221. — Nr. 9 nach VAN WERNECKE: Neues Jahrbuch 1879 Seite 485. (Das Gestein enthält sehr viel Titanaugit.)

gesteine Madeiras.

Ribeira de Mas- sapez	Raba- çal	Ribeiro frio	Curral Bocca dos Corre- gos	Gran Curral ganz tief unten	Cha- panna	Canical	Canical	Serrado I	Serrado II	Calheta
l	m	n	o	p	q	r	s	t	u	v
43,85	43,79	43,30	42,71	42,40	42,39	42,37	42,19	41,96	41,72	41,43
2,53	2,82	2,83	3,38	3,68	2,61	3,21	3,15	2,16	3,41	2,67
12,94	13,73	14,07	14,62	14,19	15,77	13,29	13,80	15,85	11,47	13,18
2,70	3,37	5,53	3,12	6,14	5,89	3,79	5,52	7,64	4,04	6,95
10,51	10,20	7,17	9,34	7,69	8,66	10,24	8,87	7,24	10,58	7,31
9,49	10,54	10,87	10,68	11,08	9,40	11,17	11,39	9,54	10,82	10,74
11,90	9,46	9,62	8,91	9,02	7,44	10,76	8,55	8,45	12,55	11,91
1,06	1,25	1,12	1,55	1,43	1,24	1,17	1,21	1,17	1,22	0,93
2,42	2,71	2,41	3,11	2,50	2,05	2,94	2,50	2,05	2,28	1,60
1,69	1,66	2,52	1,55	1,37	3,55	0,56	1,91	3,07	1,11	2,15
0,05	0,04	0,10	0,09	0,06	Spur	0,09	0,12	0,02	0,04	0,05
0,61	0,67	0,65	0,74	0,67	0,78	0,57	0,72	0,88	0,66	0,66
99,75	100,24	100,19	99,90	100,23	99,78	100,16	99,85	100,03	99,90	99,65
3,006	3,022	2,997	3,027	3,033	2,967	3,098	3,010	2,902	3,079	3,043
dunkel- grau porphy- risch KLÜSS	dunkel- grau gefleckt EYME	fast schwarz EYME	dunkel- grau EYME	grau gefleckt EYME	grau „gefleckt“ EYME	sehr dunkel- grau KLÜSS	dunkel- grau EYMF	hell- grau EYME	sehr dunkel- grau EYME	grau EYME

Analysen der Dolerite, Basalte und Limburgite der Cap-
verdeninsel São Vicente (St. Vincente).

	Dolerite		Feld- spat- basalt	Lim- burgit	Tephrit	Pyro- xenit	Basa- nit
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	42,58	43,76	42,08	42,72	43,07	40,95	43,09
TiO ₂	0,94	2,32	2,26	3,10	—	—	—
Al ₂ O ₃	9,58	10,90	16,04	16,46	16,11	24,19	17,45
Fe ₂ O ₃	4,78	3,49	5,93	5,74	15,42	9,51	18,99
FeO	10,22	9,82	8,75	5,53			
MnO	0,25	0,32	0,32	0,26	—	—	—
CaO	11,54	13,80	12,66	11,20	10,87	10,99	9,76
MgO	16,97	12,76	6,95	6,27	5,71	5,11	4,63
K ₂ O	0,54	0,31	0,93	0,66	2,67	1,89	1,81
Na ₂ O	2,01	2,21	1,88	2,94	4,49	5,69	5,02
Glühverlust	1,04	1,00	2,76	3,23	2,97	1,62	0,33
P ₂ O ₅	0,41	0,51	0,34	0,91	—	—	—
	101,05	101,20	100,90	101,20	101,41	99,95	101,08

Nr. 1—4 nach C. v. JOHN: Chemische und petrographische Unter-
suchungen an Gesteinen von Angra pecquena etc. Jahrbuch k. k. Reichs-
anstalt 1896, Band 46 S. 282 ff. — Nr. 5—7 nach DÖLTER: Die Vulkane
der Cap-Verden und ihre Produkte. Graz 1888.

Von p bis t reicht das ganz einheitliche Profil der übereinander geschichteten Ergußgesteine am Serrado an der Stelle, wo der eigentliche Gran Curral in die Ribeira dos Socorridos übergeht, mit dem sehr häufigen Wechsel der verschiedenartigsten Gesteinsbänke, an das sich nach oben noch als Fortsetzung das ähnlich aufgebaute aber unerkletterbare Profil des Lombo Gordo direkt anschließt (Abb. S. 356), während die Analysen o und k aus höheren Teilen der Curralumwallung weiter im Westen und Norden entnommen sind.

Vergleiche auch die Darstellung der Analysenergebnisse der Curralgesteine in dem Diagramm Seite 454, worin auch noch vergleichsweise die Analysen der trachytischen Gesteine und trachytoiden Trachydolerite eingetragen sind, die etwa den noch jüngeren Ergüssen im Boaventuratale auf der Nordseite des Curral entsprechen könnten.

Kurze Beschreibung der analysierten Gesteine.*)

Analyse: a) = Nr. 10 des zusammenhängenden Serradoprofils, (die Eruptivgesteinsbänke bzw. Bankgruppen sind von oben her, von der Eira di Serrado aus, nummeriert worden!) tief unten am Serrado: Trachydolerit. Das Gestein bildet eine mächtige, säulenförmig abgesonderte Bank; es ist ein hellgraues, sehr feinkörniges, rauhes Gestein. Unter der Lupe erkennbar sind sehr kleine Plagioklase, punktförmige dunkle Gemengteile, sehr selten ganz kleine Olivine sowie langgestreckte, ganz feine Hohlräume, z. T. mit konzentrisch schalig traubiger Ausfüllung von Eisenoxydhydrat. Der Schliff zeigt prachtvolle Fluidalstruktur der Plagioklastäfelchen, sehr wenig Eisenerz und sehr stark pleochroitische, stark doppelbrechende Amphibole (Barkewikit?).

b) Ribeira de Massapez (Südhang unter der Achada) grauer, gefleckter Trachydolerit, sehr fein- und gleichkörnig ohne erkennbare Einsprenglinge. Unter der Lupe ganz

*) Anm.: Hier soll, ebenso wie früher bei den Tiefen- und Ganggesteinen, keine erschöpfende petrographische Beschreibung der Gesteine gegeben werden, sondern nur das mineralogische Detail angegeben werden, das mir für die Diagnose oder für den Vergleich mit anderen schon bekannten Gesteinen von Wichtigkeit zu sein schien, und ich möchte hier nochmals auf die diesbezüglichen Bemerkungen in der Einleitung Seite 346 hinweisen über den Gang und die besonderen, nicht in der Sache liegenden Schwierigkeiten bei diesen Untersuchungen.

Die Ausfüllung der noch bestehenden Lücken und die Durcharbeitung der bisher nicht berücksichtigten Schliffe behalte ich mir für später vor, wenn ich etwas mehr Muße für diese außerdienstlichen Arbeiten erübrigen kann. In den nächsten Jahren ist das leider nicht zu erhoffen, weshalb ich diesen Teil, so unvollkommen er sein mag, doch jetzt vorläufig abschließen möchte. Die Fragezeichen hinter einzelnen Diagnosen von L. FINECK bedeuten, daß Herr FINECK selbst die Diagnose nicht mit voller Sicherheit ausgesprochen, bzw. mehrere Diagnosen auf eine Etikette geschrieben hat.

kleine, sehr vereinzelte Augite und ganz feine helle Plagioklase erkennbar, die streifen- und schlierenförmig zwischen den zusammengehäuften, schwarzen, punktförmigen Bestandteilen liegen. Im Dünnschliff zeigen die Feldspateinsprenglinge sehr schönen zonaren Aufbau und z. T. fleckige Auslöschung; die kleinen Plagioklase sind langleistenförmig ausgebildet mit undeutlich fluidaler Anordnung. Neben farblosem Diopsid finden sich grünlich durchsichtige, ganz schwach pleochroistische Augite (etwas ägrinhaltig?).

c) Achada (bei Porto da Cruz) Trachytoider Trachydolerit (L. FINCKH) hellgraues, sehr feinkörniges Gestein mit ausgeprägtem Seidenschimmer und ganz vereinzelt eingesprengten, sehr kleinen, glasigen Feldspäten. Unter der Lupe sind sehr deutlich die kleinen, parallel gelagerten Plagioklastäfelchen zu erkennen und zahlreiche punktförmige, schwarze Gemengteile (Bestäubung!). Im Dünnschliff zeigt sich eine wundervolle Fluidalstruktur; kleine Barkewikite sind mehrfach beobachtet.



C. GAGEL phot.

Fig. 18.

Plattig-kugelig abgesonderte Decke des Ilheo bei Porto da Cruz.

d) Ilheo bei Porto da Cruz. Trachytoider Trachydolerit (L. FINCKH) hellgrau, sehr fein- und gleichkörnig, ohne

Phenokrysten, unter der Lupe nur ganz selten sehr kleine Plagioklase zu erkennen. Das Gestein bildet die Decke des Ilheo (Taf. IX, Fig. 2). Im Dünnschliff fand ich stark resorbierte, dunkelgrünliche Amphibole mit ganz verschwommenen, zerfressenen Rändern und viel Neubildung von Magnetitstaub, sodaß die Krystalle sehr wenig durchsichtig sind.

Die wahrscheinlich zusammengehörigen Gesteine c und d ebenso wie die sicher mit dem Ilheo zusammengehörigen Gesteine vom Acal und der Abelheira (Analyse von COCHUIS Seite 451) (vgl. auch Seite 426) zeichnen sich durch den sehr auffälligen Seidenglanz aus und die z. T. sehr schönen Absonderungsformen.

Die Decke des Ilheo (vgl. Tafel IX, Fig. 2) besteht aus dichtgedrängten, steilstehenden, O—W streichenden Platten, die ihrerseits wieder in lauter einzelne, z. T. deutlich schalig abgesonderte Kugeln aufgelöst sind.

Das Gestein zeigt höchst auffällige, zwischen allen Platten und Kugeln auftretende, bis zentimeterstarke, sehr eisenschüssige Verwitterungsrinden. Diese eisenschüssigen Verwitterungsrinden zeigen z. T. deutliche Anklänge an die eigentümliche flaserig-maschige Struktur der typischen Trachydolerite (Seite 421) was bei dem frischen, glänzenden Gestein nicht zu beobachten ist. Nach den Beschreibungen MÜGGES¹⁾ (HARTUNGS) müssen diese Gesteine im Habitus sehr gewissen domitartigen Gesteinen der Azoren ähneln. In den Schliffen der zugehörigen Gesteine von der Abelheira finden sich schöne Barkewikite, kleine Augite mit sehr merkwürdigen Wachstumsformen und wieder die Feldspateinsprenglinge mit ausgezeichnet zonarem Aufbau und z. T. fleckiger Auslöschung.

e) Ribeiro frio (An der Station) Trachydolerit (Nephelinbasanit?) (L. FINCKH). Hellgraues, sehr feinkörniges, sehr schön säulenförmig abgesondertes Gestein mit sehr auffälligem Seidenglanz auf einzelnen Bruchflächen und ohne erkennbare Einsprenglinge aber mit kleinen, mit Zeolithen erfüllten Mandelräumen.

Unter der Lupe sind nur die kleinen, völlig parallelliegenden Plagioklastäfelchen, die senkrecht zu den Säulenflächen angeordnet sind, und punktförmige dunkle Gemengteile erkennbar. Im Dünnschliff zeigt sich etwas Olivin und Nephelin. Die kleinen Augite der Grundmassen lassen z. T. eine sehr zart violettbräunliche Färbung erkennen, sowie stellenweise

¹⁾ MÜGGE: Petrogr. Untersuchungen an Gesteinen von den Azoren. Neues Jahrb. 1883, II, Seite 194.

deutliche Felderteilung (Titanaugite). Außerdem finden sich leuchtend braune, pleochroitische, kleine Hornblenden und reichlich sehr zierliche Magnetitskelette (ROSENBUSCH: Mikrosk. Phys., Tafel VI, Fig. 2).

Die zart violettbräunlichen bis zart nelkenbraunen, kleinen Augite sind z. T. deutlich pleochroitisch und sehr stark doppelbrechend, sie zeigen ziemlich oft sehr sonderbare Wachstumsformen. Die kleinen Amphibolsäulchen zeigen einen Pleochroismus von gelbbraun zu grünlich-gelb. Die Plagioklase sind sehr klein und zierlich und nur wenig verzwilligt. Magnetitkörner sind neben den zierlichen Skeletten ebenfalls vorhanden.

f) Zwischen Punta do Sol und Maddalena do Mar; Trachydolerit (Nephelintephrit?) (L. FINCKH). Dunkelgraues, schwach geflecktes Gestein, sehr fein- und gleichkörnig, ohne erkennbare Einsprenglinge, mit deutlichem Seidenschimmer auf den Bruchflächen. Unter der Lupe sind zwischen den überwiegenden, sehr kleinen, schwarzen Gemengteilen die kleinen farblosen Plagioklastäfelchen noch gerade zu erkennen. Im Dünnschliff sieht man viele kleine Augite mit Andeutungen von Felderteilung; die seltenen größeren Pyroxene sind innen erfüllt von einer Wolke von Magnetitstaub, die nur durch einen schmalen reinen Augitsaum umschlossen wird.

g) Nr. 6 des Serradoprofils, mitten am Pico Serrado; Trachydolerit. Ist ein bräunlich-graues, sehr fein- und gleichkörniges, stellenweise schwach geflecktes Gestein. Unter der Lupe sieht man eine sehr feinkörnige dunkle Grundmasse, mit sehr kleinen, hellen, glänzenden Plagioklastäfelchen und sehr kleinen, kaum erkennbaren Olivinen. Im Dünnschliff zeigen die kleinen Tafeln und Leisten der Plagioklase undeutlich parallele Anordnung, dazwischen liegen kleine, tief braunrote Amphibolsäulchen und sehr kleine, eigentümlich bräunlich gefärbte Augite (Titanaugite?). Die tiefbraune, stark pleochroitische Hornblende zeigt z. T. sehr auffällige Wachstumsformen, ähnlich wie sie ROSENBUSCH (Mikrosk. Physiographie, Taf. VI, Fig. 1) vom Olivin abbildet. Fein verteiltes Eisenerz ist reichlich vorhanden.

h) Nr. 12 des Serradoprofils, ganz unten am Fuße des Pico Serrado. Sehr feinkörniges, schwarzes bzw. dunkelbläulich graues Gestein mit spärlich eingesprengten, sehr kleinen Olivinen und ganz vereinzelt sehr kleinen Augiten. Unter der Lupe sehr feine, vereinzelt, glänzende Plagioklase noch gerade zu erkennen. Das Gestein zeigt eine dünne graue Verwitterungsrinde, wie die Canarischen Tephrite, und ist

völlig frisch. Im Dünnschliff erscheinen Einsprenglinge von fast farblosem Diopsid, die z. T. Andeutungen zonaren Aufbaues aufweisen. Die Feldspateinsprenglinge sind zum erheblichen Teil dicht mit ganz feinen, staubförmigen schwarzen Massen durchsetzt. Ein Teil der großen Amphiboleinsprenglinge ist sehr merkwürdig resorbiert bzw. zersetzt und umgewandelt in kleine lange, ganz dunkelbraune, eigentümlich fiederig oder strahlig angeordnete Krystalle und in schwarzen Magnetitstaub.



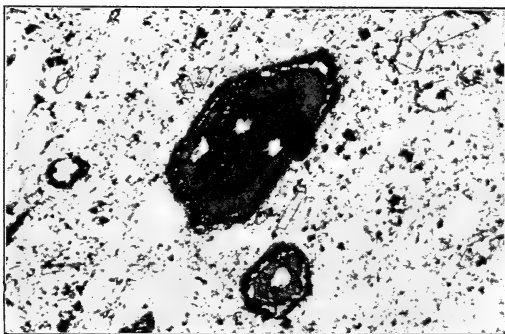
Mikrophot. Prof. SCHEFFER (Zeiss Werk).

Fig. 19.

Trachydolerit vom Pico Serrado (Nr. 12 des Profils, Analyse h) (Vergr. 50). Kleiner Teil eines sehr großen, völlig resorbierten Amphibols, der völlig in Magnetitstaub und fiederig angeordnete kleine Rhönitkrystalle umgewandelt ist. Der äußere Mantel besteht nur aus Magnetitstaub.

Dieser Magnetitstaub ist ganz fein verteilt und z. T. wolkig konzentriert und bezeichnet durch eine besonders dichte schmalere oder breitere wolkig-mantelartige Anhäufung die Grenze des ehemaligen, jetzt völlig resorbierten Amphibolkrystalls. Die kleinen, ganz dunkelbraunen, deutlich pleochroitischen Neubildungen, die strahlig fiederig und größtenteils unter Winkeln von 60° zusammengeschossen sind, entsprechen in jeder Hinsicht den von SOMMERLAD und van WERWEKE beschriebenen und abgebildeten Resorptionsneubildungen der Amphibole aus den Hornblendebasalten der Rhön und La Palma's und dürften nach den Darstellungen von SÖLLNER ebenfalls als

Rhönit aufzufassen sein¹⁾, stimmen auch gut mit den mir von Herrn SCHNEIDERHÖN freundlichst gezeigten Rhöniten des Berliner mineralog. Instituts überein. Solche mehr oder minder vollständig resorbierten Hornblenden mit dem dichten Mantel von schwarzem Magnetitstaub finden sich auch noch in manchen anderen dunkelgrauen Trachydoleriten. Öfter findet sich innerhalb dieses Mantels von schwarzem Magnetitstaub eine tiefbraune sehr stark pleochroitische Zone



Mikrophot. Prof. SCHEFFER (Zeiss Werk).

Fig. 20.

Trachydolerit („Hornblendebasalt“) aus der Rib. brava (Vergr. 29) mit z. T. resorbierten Hornblenden mit schaligem Bau (innen ganz dunkelbraun, außen gelb bis orangefarbig). Resorptionsmantel von Magnetitstaub mit vereinzelt kleinen rotbraunen Körnchen (Rhönit?)

Der Mantel von Magnetitstaub greift bei dem großen Krystall apophysenartig nach innen ein.

um einen inneren Kern von hellbrauner und sehr viel schwächer pleochroitischer Hornblende. Manchmal liegt der Magnetitstaubmantel direkt auf der tief dunkelbraunen, stark pleochroitischen (Umwandlungs?) Zone, manchmal liegt zwischen beiden noch eine fast farblose, schmale Zwischenzone. Oft ist der Magnetitstaubmantel sehr dick und umschließt nur ganz in der Mitte noch etwas von der tiefbraunen, stark pleochroitischen Hornblende, ja in manchen Fällen ist die Resorption so voll-

¹⁾ SOMMERLAD: Über hornblendeführende Basaltgesteine. Neues Jahrbuch 1882. Beilageband II, Seite 150, Taf. III, Fig. 3–7.

van WERWEKE: Neues Jahrbuch 1879, S. 481 und 825.

SÖLLNER: Über Rhönit. Neues Jahrbuch f. Min. Beilageband 24, 1907. Seite 339 ff.

ständig, daß nur eine Magnetitwolke mit den verschwommenen Umrißlinien des ehemaligen Amphibolkrystals übrig geblieben ist, wie es ähnlich schon früher von den resorbierten, dunkelolivfarbigen Amphibolen des Trachyts aus dem Curral beschrieben wurde (Seite 412).

Einmal beobachtete ich in einem ähnlichen Gestein aus der Ribeira brava, daß die Magnetitstaub-Zone tiefe Einstülpungen vom Rande nach dem Zentrum des Krystals bildete, und daß die Umwandlung (?) der Hornblende von diesen Einstülpungen aus innen vor sich gegangen ist, sodaß diesmal die tiefbraune Hornblende (-Neubildung?) im Innern des Krystals auftritt und von einer schmalen Zone hellerer, schwächer pleochroitischer Amphibolsubstanz unregelmäßig mantelförmig umgeben ist. (Seite 435, Fig. 20.) Es wäre allerdings auch nicht unmöglich, daß die tiefbraune, sehr stark pleochroitische Hornblende, die bald außen unter dem Magnetitstaubmantel, bald innen im Krystal an den Endigungen der Einstülpungen dieser Magnetitstaubzone auftritt und von der helleren Amphibolsubstanz teils umgeben wird, teils diese umschließt, in keinem ursächlichen Zusammenhang mit diesen Resorptionsbildungen steht, sondern einfach einen ursprünglichen Schalenbau darstellt, wobei nur die Schalen bzw. Kerne, die aus der tiefbraunen Amphibolsubstanz bestehen, besonders widerstandsfähig gegen die Resorptionerscheinungen gewesen sind, während die hellbraunen Schalen schneller und vollständiger resorbiert wurden. Vgl. S. 444.

Z. T. erkennt man bei sehr gutem Licht in diesen Magnetitstaubmänteln um die resorbierten Amphibole noch sehr kleine, fast undurchsichtige, aber stellenweise rotbraun durchscheinende Körnchen, die aller Wahrscheinlichkeit nach ebenfalls Rhönit sind.

i) Essexitmelaphyr (L. FINCKH). Punta Delgado am Wege nach São Vicente. Ist ein rauhes, etwas poröschlackiges Gestein, grau, mit zahlreichen 4—6 mm großen, schwarzen Augiteinsprenglingen und vielen kleinen, glänzenden Olivinkörnern sowie ganz vereinzelt, kleinen Plagioklasen. Die Grundmasse ist sehr feinkörnig und läßt unter der Lupe nur sehr wenige, ganz kleine Plagioklase und punktförmige schwarze Gemengteile erkennen. Im Dünnschliff zeigt das Gestein große, sehr zart gefärbte Titan(?)augite mit ausgezeichneter aber höchst ungewöhnlich ausgebildeter Farbenstaffelung (Taf. VII, Fig. 3), sehr starker Doppelbrechung und ganz unvollkommener Auslöschung. Die Feldspäte zeigen z. T. ausgezeichnet zonaren Aufbau und fleckige Auslöschung sowie z. T. reichliche

Glaseinschlüsse. Außerdem enthält das Gestein viel Apatit, sehr viel Olivin und Magnetit und etwas Nephelin (Tafel VII, Fig. 3). Das Gestein hat eine mehr hellgraue und mehr poröse Grundmasse und einen größeren Olivinegehalt als die Essexit-melaphyre von Holmestrand (Nr. 38 der BRÖGGERschen Serie), ist diesen aber im Habitus sehr ähnlich.

k) Lombo grande, ganz oben im Curral. Dicke Decke, schön plattig abgesondert. Das Gestein ist ein weit verbreiteter Typus; dunkelgrau, dicht, mit bräunlichgrauer Verwitterungsrinde und ganz vereinzelt eingesprengten, kleinen Olivinen. Unter der Lupe erkennt man punktförmige, schwarze und farblose Gemengteile, sowie minimale, leistenförmige Plagioklase und ganz kleine Olivine; in der Verwitterungsrinde treten die kleinen, weißen Feldspäthen deutlicher hervor. Im Dünnschliff zeigt das Gestein eine schöne Fluidalstruktur und unterscheidet sich sonst nicht von dem mikroskopischen Bilde der typischen Trachydolerite.

l) Ribeira de Massapez; Essexitporphyrit (L. FINCKH). Das Gestein ist dunkelgrau mit sehr feinkörniger, fast schwarzer Grundmasse und zahlreichen feinen, wasserklaren, bis 8 mm langen Plagioklastafeln, die das Gestein nach allen Richtungen hin durchsetzen. Z. T. sind diese sehr stark polysynthetisch verzwillingten Plagioklastafeln deutlich divergent strahlig, stellenweise sozusagen „scherenartig“ mit einander verwachsen, so daß sie nur durch ganz dünne Keile der „Grundmasse“ von einander getrennt sind und an einem Ende sich ganz berühren. In die Grundmasse sind noch schwarze Augite und zahlreiche, meist kleinere Olivine eingesprengt. In der ganz feinkörnigen Grundmasse erkennt man allenfalls noch ganz feine, kleine Magnetitpunktchen und sehr kleine Plagioklase.

Im Dünnschliff zeigt das Gestein außer größeren Diopsid-einsprenglingen sehr zahlreiche, meist kleine Augite, die ich nach der zarten aber deutlich violetten Farbe und den Andeutungen von Sanduhrstruktur und sonstiger Felderteilung für Titanaugite ansprechen möchte; diese kleinen Titanaugite sind es, die sich so oft als ganz feine Keile zwischen die Plagioklastafeln schieben.

m) Rabaçal; gefleckter Trachydolerit (Nephelin-basanit?) (L. FINCKH). Ist ein dunkelgraues, schön säulenförmig abgesondertes, besonders charakteristisches Gestein mit helleren Flecken, sehr fein- und gleichkörnig, ohne erkennbare Einsprenglinge. Unter der Lupe sieht man sehr kleine, dunkle Gemengteile gruppenweise zusammengeballt, dazwischen sehr kleine weiße bzw. farblose Plagioklase „maschig“ angeordnet; sehr

kleine Olivine sind noch erkennbar. Im Dünnschliff sieht man in der Grundmasse viele kleine, sehr zart violett bräunlich bis zart nelkenbraun gefärbte Augite; die größeren Olivine zeigen z. T. feine, leuchtend gelbe Ränder (Iddingsit?) und z. T. sehr unregelmäßige Wachstumserscheinungen. Die Plagioklasleistchen der Grundmasse sind sehr klein und zierlich; im Schliff ist die mit bloßem Auge unverkennbare „maschige“ Struktur nicht zu bemerken.

n) Ribeira frio; (Feldspatbasalt) Basanit? (FINCKH). Ist ein fast schwarzes, sehr fein- und gleichkörniges Gestein mit nicht grade spärlichen, kleinen Olivineinsprenglingen und kleinen schwarzen Augiten. Im Dünnschliff sehr olivinreich und arm an Nephelin. Auf einzelnen Bruchflächen zeigt sich ein deutlicher Seidenschimmer. Als einziger größerer Einsprengling war ein 5 mm langes Amphibolnadelchen zu erkennen. Im Dünnschliff zeigt es neben größeren Diopsideinsprenglingen zahlreiche, zart nelkenbraun gefärbte, kleine Augite mit Andeutungen von Felderteilung, z. T. sogar mit schöner Sanduhrstruktur und mit sehr unvollkommener Auslöschung, die z. T. ganz zart grüne oder grünliche Ränder aufweisen; auch kommen ganz kleine isolierte, derartig grüne Ägirinaugite vor. Die Plagioklase sind größtenteils schön fluidal angeordnet.

o) Bocca dos Corregos oben im Curral unter dem Absturz der Rocha alta; Basalt, Nephelinbasanit? (FINCKH). Ist ein dünnplattiges unter dem Hammer schön klingendes Gestein (weit verbreiteter Typus), dunkelgrau mit heller, bräunlich grauer Verwitterungsrinde, sehr feinkörnig mit vereinzelt eingesprengten, kleineren Olivinen. U. d. Lupe sehr kleine, farblose und schwarze Gemengteile sowie ganz kleine Olivine gerade noch erkennbar. Der Schliff zeigt nichts besonders bemerkenswertes: undeutlich fluidale Anordnung der sehr zierlichen Plagioklastäfelchen, viele, sehr zart bräunlich gefärbte, kleine Augite, größere farblose Diopside und relativ große und krystallographisch schön begrenzte Magnetitkrystalle; Olivine mit sonderbaren Wachstumsformen.

p) Gran Curral ganz tief im Grunde unterhalb Nossa Senhora; typischer gefleckter Trachydolerit (FINCKH). Graues, dunkel schlierig-geflecktes, feinkörniges, etwas rauhes, schlackig poröses Gestein mit nicht sehr zahlreich eingesprengten Olivinen. U. d. Lupe sind sehr kleine helle und dunkle Gemengteile, sehr kleine aber reichliche Olivine und ganz kleine Amphibolnadelchen zu unterscheiden.

Die dunklen Flecke sind schlierig zwischen den dünnen, flachen, parallel angeordneten, helleren Partien verteilt; ist ein sehr weit verbreiteter Typus. Der Schliff zeigt in einer sehr

feinkörnigen Grundmasse undeutlich fluidal angeordnete, zierliche Plagioklasleisten, sehr viel staubförmigen Magnetit, z. T. wolkig zusammengeballt (resorbierte und völlig verschwundene ehemalige Einsprenglinge), größere farblose und kleinere zartgefärbte Augite, Olivine etc.

q) Bei der Chapanna (NO Funchal) zwischen 850 bis 1000 m Meereshöhe gesammelt. Dies ist ein graues, feinkörniges, feingeflecktes Gestein, das auf verschiedenen Bruchflächen bzw. beim Drehen und Wenden auf derselben Bruchfläche bald ganz hell, bald recht dunkel erscheint. Mit bloßem Auge sind nur ganz kleine, sehr spärliche Olivine zu erkennen. Unter der Lupe sieht man sehr feinkörnige, farblose und schwarze Gemengteile zu unregelmäßigen Flecken zusammengeballt. Die ganz kleinen Plagioklase bilden dabei größtenteils flache Streifen zwischen den dunklen Flecken, was das wechselnde Aussehen beim Drehen des Handstückes bedingt.

Im Dünnschliff beobachtete ich in der sehr feinkörnigen Grundmasse kleine Augite z. T. mit Sanduhrstruktur und Olivine mit tiefbraunem bzw. gelbbraunem, glänzenden Rand; die ganz kleinen Olivine sind z. T. völlig in solche leuchtend orangegelbe Substanz umgewandelt, wie die Ränder der größeren Einsprenglinge und außen oft viel intensiver braungelb wie innen.

Diese auch in sonstigen Gesteinen Madeiras öfter vorkommenden Ränder und Umwandlungen des Olivins (und zwar immer von Olivinen, die merkwürdig geringe Interferenzfarben zeigten) möchte ich nach den ausführlichen Darlegungen QUENSELS¹⁾, die größtenteils auch auf die Erscheinungen der Madeiragesteine zutreffen, für Iddingsit ansprechen.

r) Caniçal; (Bachgerölle) limburgitähnlicher Basalt, Nephelinbasanit (?) (FINCKH) sehr dunkelgraues, schwach heller geflecktes Gestein, sehr feinkörnig und mit reichlich eingesprengten bis zentimetergroßen Olivinen und schwarzen Augiten. Unter der Lupe nur punktförmige schwarze und helle Gemengteile grade noch erkennbar sowie ganz vereinzelt sehr kleine Plagioklase. Im Dünnschliff, der sonst nichts bemerkenswerthes aufweist, finden sich kleine Augite mit Felderteilung (Sanduhrstruktur) und unvollkommener Auslöschung, die ich trotz der fehlenden Farbe für Titanaugite ansprechen möchte.

s) Caniçal; Trachydolerit, Übergang zu den Limburgiten (Basanit?) (FINCKH). Vom Rande eines der merkwürdigen Ringe ganz zersetzten Gesteins, die früher aus-

¹⁾ QUENSEL: Die Geologie der Juan Fernandez-Inseln. Bull. geol. Inst. Upsala XI. 1912, Seite 260–262.

föhrlich beschrieben sind. (Diese Zeitschrift 1903, Seite 120, Literatur Nr. 17, Seite 225—235). Es ist ein dunkelgraues, rauhes, sehr feinkörniges Gestein mit brauner Verwitterungsrinde und zahlreich eingesprengten, meist kleinen, z. T. aber bis zentimetergroßen Olivinen und mehr vereinzelt mit größeren, schwarzen Augiten. Unter der Lupe nur punktförmige dunkle Gemengteile und sehr vereinzelt ganz kleine Plagioklase zu erkennen. Das Gestein ist durch Zersetzung z. T. erheblich heller geworden, wobei die kleinen Plagioklase dann viel deutlicher hervortreten. Im Dünnschliff deutlich fluidal angeordnete Feldspatleistchen, Olivine mit Iddingsitrand, zart bräunlich bis zart violett gefärbte kleine Augite, größere farblose Diopside, viel Magnetitstaub, z. T. wolkig zusammengeballt.

t) Nr. 1 des Serradoprofils! ganz oben auf der Eira di Serrado, Trachydolerit. Das Gestein bildet eine 5—10 m mächtige Bank, ist hellgrau, sehr fein- und gleichkörnig, fast dicht und stellt einen sehr weit verbreiteten Typus dar. Unter der Lupe sind die hellen Plagioklase und die punktförmigen dunklen Gemengteile gerade noch erkennbar, mit ganz vereinzelt eingesprengten, meistens sehr kleinen Olivinen, ferner mit 1 bis 2 mm großen Pyritwürfeln und kleinen mit Eisenhydroxyd erfüllten Hohlräumen (leicht bräunliche Fleckung des Gesteins). Im Dünnschliff ist eine ausgezeichnete Parallelstruktur der Plagioklastäfelchen zu beobachten.

u) Nr. 2 des Serradoprofils, oben am Pico Serrado, bildet eine 1 m mächtige Bank; dunkler Trachydolerit; es ist ein dünnplattiges bzw. sehr dünnplattiges Gestein, unter dem Hammer hell klingend — ein weit verbreiteter Typus, sehr dunkelgrau mit heller Verwitterungsrinde (wie bei den Canarischen Tephriten), feinkörnig mit sehr zahlreich eingesprengten kleinen und einzelnen größeren Olivinen. Unter der Lupe sind nur sehr wenig und sehr kleine hellere Bestandteile, sehr kleine Plagioklasnadelchen in der dunkeln glänzenden Grundmasse zu erkennen; in der Verwitterungsrinde treten die Plagioklase sehr viel deutlicher hervor. Der Schliff zeigt nichts besonders bemerkenswertes. Ein im äußeren Ansehen und im Schliff ganz übereinstimmendes Gestein aus dem Innern des Curral ist von FINCKH als Nephelinbasanit bezeichnet.

v) Oberhalb Calheta; basaltoider Trachydolerit (Nephelinbasanit? FINCKH), bildete den faustgroßen Kern einer großen Kugel, von der zahlreiche Zwiebelschalen heruntergeschlagen wurden. Es ist ein graues, fein- und ziemlich gleichkörniges Gestein mit ganz vereinzelt größeren Olivinen. Unter der Lupe dunkelgrau und weiß gefleckt mit sehr kleinen

weißen Plagioklastäfelchen und ganz selten sehr kleinen schwarzen Augiten, sowie ganz kleinen Olivinen; im Schliff nichts besonders bemerkenswertes.

Kurze Beschreibung einiger wichtiger aber nicht analysierter Handstücke.

Ein Essexitporphyr, der in der Rib. de Massapez als Gerölle gefunden wurde, zeigt in einer ziemlich feinkörnigen, fast schwarzen Grundmasse eingesprengt nur die zahlreich sich kreuzenden, feinen, farblosen Plagioklasleisten und sehr kleine Olivine.

Im Dünnschliff sind die Plagioklastafeln lange nicht so stark verzwillingt wie gewöhnlich bei den Essexitporphyrten. Die Grundmasse besteht aus zahllosen, sehr feinen Plagioklasleistchen und kleinen Augitsäulchen, die z. T. fast farblos, z. T. etwas bräunlich bis zart nelkenbraun, z. T. deutlich bis intensiv violett gefärbt sind. Auch die großen farblosen Augiteinsprenglinge zeigen z. T. einen schmalen aber deutlich violetten Rand. Der Magnetit bildet großenteils sehr zierliche, feine Skelette.

Ein anderer sehr charakteristisch ausgebildeter Essexitporphyr liegt in der v. FRITSCHschen Sammlung von Punta do Sol. Es ist ein sehr schlackiges, schaumig poröses Gestein mit sehr feinkörniger bis dichter, dunkelgraubrauner Grundmasse mit ganz vereinzelt eingesprengten Olivinen und zahlreichen, stark verzwillingten, großenteils schwach divergentstrahlig („scherenförmig“) angeordneten Plagioklastafeln.

Einen besonders schönen Essexitporphyr sammelte K. v. FRITSCH am Westfuße der Penha d'Agua. Es ist ein graues, sehr feinkörniges Gestein, das neben den porphyrisch eingesprengten großen, wasserklaren, stark verzwillingten Plagioklastafeln sehr viel Olivineinsprenglinge enthält, daneben solche von Augit und Magnetit — ein Schliff liegt leider nicht vor.

Ein Essexitporphyr der STÜBELschen Sammlung von der Penha d'Agua zeigt im Dünnschliff das übliche Bild, daneben aber einige große, fast farblose Augite mit sehr unregelmäßiger Felderteilung und einem schmalen, ganz zart bräunlichen bis zart violetten Rand, der z. T. erheblich angeschmolzen und resorbiert ist (protogener Augit vgl. S. 382). Zwischen dem farblosen Augit und dem zart violett gefärbten angeschmolzenen Rand liegen minimale, zonar angeordnete Glaseinschlüsse.

Ein rotbraunes, von Herrn FINCKH als Nephelinbasanit (?) bezeichnetes Gestein, das als Gerölle in der Ribeira brava gefunden ist, möchte ich ebenfalls trotz etwas abweichender

Ausbildung als Essexitporphyrit ansprechen. Es ist ein rot-braunes, stark schlackig poröses Gestein, offenbar nicht mehr frisch (pneumatolytisch zersetzt?), mit feinkörniger Grundmasse, in die zahllose, sich nach allen Richtungen kreuzende, feine Plagioklasleisten und größere z. T. zu den charakteristischen Aggregaten zusammengeballte Plagioklastafeln eingesprengt sind — der Habitus der Essexitporphyrite ist m. E. unverkennbar. Ganz vereinzelt erkennt man unter der Lupe noch kleine schwarze Augite.

Im Dünnschliff zeigt sich das unverkennbare Bild der Essexitporphyrite, mit den großen polysynthetisch verzwilligten, divergentstrahligen Plagioklastafeln und einzelnen höchst sonderbar mit einander verwachsenen und sich kreuzenden, ganz ausgezeichnet schalig aufgebauten, größeren Plagioklasen, die schön wolkig-fleckig auslöschten.

Die kleinen Augite zwischen den Plagioklasleisten sind alle eigentümlich leuchtend gelb verfärbt (durch pneumatolytische Einwirkungen verändert?), wie ich es nur noch in einem Schliff von Porto Santo gesehen zu haben mich erinnere. Die Olivine sind größtenteils in leuchtend braunen, deutlich pleochroitischen Iddingsit umgewandelt, daneben kommt aber in großen Krystallen ein mindestens sehr ähnliches, tiefbraunes Umwandlungsprodukt vor, das mir nach der Form der Umrisse nicht auf ehemalige Olivine beziehbar scheint und so merkwürdig felderförmig auslöscht, als wenn es eine nicht ganz vollständige Umwandlung nach verzwilligten Krystallen (von Augit?) wäre. Diese braunen Pseudomorphosen zeigen besonders schöne, dichte Spaltbarkeit, stellenweise anscheinend sogar sich kreuzende Spaltrisse, doch ist es bei diesem tiefgefärbten, kaum durchscheinenden Umwandlungsprodukt schwer etwas genaueres festzustellen, und es wäre immerhin möglich, daß es sich auch hier nur um ein tiefgefärbtes Iddingsitaggregat nach Olivin handelt, der nur sehr sonderbare Wachstumsformen oder Zwillingsbildungen gehabt hat. Die spärlichen größeren, farblosen, nicht gelb verfärbten Augite zeigen leichte Andeutung von Felderteilung.

Ein graues, rauhes, feinkörniges, essexitmelaphyrähnliches Gestein, das als Bachgerölle bei Caniçal gefunden wurde und eingesprengt kleine schwarze Augite und kleinere und größere, meist stark zersetzte Olivine enthält, zeigt unter dem Mikroskop die Umwandlung des Olivins in Iddingsit oder eine sehr ähnliche Substanz in ganz ausgezeichneter Weise.

Manche der großen Olivine zeigen den sehr breiten, leuchtend gelbbraunen bis braunen Rand; andere, kleinere, sind ganz oder nahezu völlig in diese leuchtend orangefarbige bis gelbbraune,

ja rotbraune, deutlich pleochroitische Substanz umgewandelt, die z. T. ganz ausgezeichnet eine parallele, dichtstehende Spaltbarkeit erkennen läßt, (wo sie vorhanden ist, immer quer zur Längserstreckung des ehemaligen Olivinkrystalls). In vielen Fällen fehlt diese Spaltbarkeit aber völlig, und zwar besonders in den am meisten braunrot gefärbten Umwandlungsprodukten.

Die Plagioklasleisten zeigen öfter Andeutungen von fluidaler Anordnung; die kleineren Augite sind zart bräunlich gefärbt und zeigen z. T. undeutliche Felderteilung.

Ein langgestreckter Olivin war innen völlig in leuchtend rotbraunem Iddingsit umgewandelt, zeigte aber außen einen unregelmäßig zersetzten Mantel von nur gelblich gefärbter, aber ebenso wie der leuchtend rotbraune Iddingsit auslöschender Substanz, die auch nicht die schönen parallelen Spaltrisse quer zur Längserstreckung erkennen läßt.

In dem Schliff eines feinkörnigen, grauen Essexitmelaphyrs aus der Ribeira brava zeigen die Augite einen ganz ungewöhnlich schönen schaligen Aufbau und sehr ausgezeichnete Felderteilung mit unvollkommener Auslöschung und sehr feiner Spaltbarkeit, sind aber ziemlich farblos. Die Plagioklase sind ebenfalls schön zonar gebaut und enthalten z. T. sehr reichlich Glaseinschlüsse sowie solche von feiner, fast undurchsichtig schwarzer Substanz.

In einem anderen grauen, gröberen und mehr porphyrisch ausgebildeten Essexitmelaphyr aus der Ribeira brava mit schwarzen Augiten, bunt angelaufenen Olivinen und Zeolithmandeln finden sich im Schliff ebenfalls wieder die breiten, leuchtend orangefarbigem bis braunen Iddingsitränder um die Olivine, sehr große farblose Augite und eine deutlich fluidale Anordnung der kleinen zierlichen Plagioklasleisten.

Ein ziemlich grobkörniger, sehr porösslackiger Essexitmelaphyr aus der Ribeira de São Vicente zeigt recht große Einsprenglinge von schwarzem Augit und bunt angelaufenem Olivin. Im Schliff sind die sehr großen Augite farblos, sehr stark doppelbrechend, z. T. mit einer sonderbaren Farbenstufelung (sehr unvollkommener und unregelmäßiger Auslöschung) und ungewöhnlich vollkommenen, dichtstehenden Spaltrissen. Die Olivine, die im Handstück ziemlich zersetzt aussehen, sind im Schliff merkwürdigerweise fast frisch, mit nur ganz geringen Umwandlungsspuren, während sie in einem andern, aus demselben Tal stammenden grauen, viel frischer aussehenden Essexitmelaphyr wieder zum erheblichen Teil durch und durch in leuchtend orangefarbigem Iddingsit verwandelt sind. Dieser Schliff enthält auch neben annähernd farblosen Diopsiden und

ganz zart bräunlich gefärbten Titanaugiten mit schönen Anwachskegeln einen ganz zart grünlich gefärbten Augit, der ganz schwach pleochroitisch ist (beim Drehen farblos wird).

Ein dritter Essexitmelaphyr aus derselben Gegend zeigt sehr große, ganz frische Olivine mit einem schmalen oder breiteren, scharf abgesetzten, leuchtend orangefarbigem Iddingsitrang, der sich auch um die inneren Ausbuchtungen der tief korrodierten Olivine herumzieht, und mehr oder minder dichte, z. T. pechschwarze, ganz undurchsichtige Wolken von Magnetitstaub, die offensichtlich nach ihrer Form die Stelle völlig resorbierter Krystalle eines anderen Minerals einnehmen.

An einer einzigen Stelle war innerhalb einer solchen pechschwarzen Magnetitstaubwolke noch ein Rest eines stark pleochroitischen Minerals (dunkelbraun zu hellgraubraun) mit dichtstehenden Spaltrissen zu erkennen, sodaß auch diese Magnetitstaubwolken für Reste von resorbierten Amphibolen anzusehen sind. Auch in diesem Schliff zeigen die Titanaugite z. T. ganz unregelmäßige Felderteilung, z. T. schöne Anwachspyramiden und einer zeigte sogar ausgezeichnet schaligen Bau um den unregelmäßig gefelderten Kern.

Auch ein grauer, sehr schlackiger Essexitmelaphyr von Punto do Sol zeigt die schönen Iddingsitränder und Streifen (von Spaltrissen aus) am Olivin und zahlreiche, sehr kleine, ganz zart bräunlich gefärbte Augite mit unvollkommener Auslöschung.

Über die von Herrn FINCKH angegebene Führung von Kato-phoriten in vielen Gesteinen Madeiras wage ich nach meiner mangelhaften Übung im Mikroskopieren nichts auszusagen.

Ein sehr dunkles feinkörniges Gestein aus dem Rib. Secco bei Fayal zeigt unter der Lupe nur schwarze und farblose, sehr feine Bestandteile und sehr kleine kreuz- und querliegende Plagioklasleistchen.

Im Dünnschliff sieht man sehr zahlreiche, kleinere und größere, undeutlich fluidal angeordnete Plagioklasleisten, dazwischen größere Olivinkörner (z. T. schon erheblich serpentiniert) und kleinere und größere Augite, z. T. mit ausgezeichneter Sanduhrstruktur; sie sind fast farblos, bezw. teilweise sehr zart bräunlich gefärbt; Nephelin ist in dem Schliff nicht zu finden. Der Schliff zeigt ein nicht grade gewöhnliches Strukturbild und weicht von denen der meisten andren Effusivgesteine durch die viel erheblichere allgemeine Größe der Plagioklasleisten ab, die einen scharfen Gegensatz zwischen „Grundmassen“ = Feldspäten und Einsprenglingen nicht erkennen lassen. Magnetit ist, wie in den meisten Madeirensen Gesteinen, ziemlich reichlich vorhanden.

Ein Gestein aus der Ribeira brava, für das Herr FINCKH eine offenbar auf einen Lapsus calami oder ein sonstiges Versehen zurückzuführende Diagnose gegeben hat, das ich daher ursprünglich garnicht beachtet hatte und deshalb leider nicht habe analysieren lassen, ist im äußeren Aussehen grau (ziemlich hell), etwas porös, sehr feinkörnig, so daß in der Grundmasse nichts weiter zu erkennen ist, und zeigt eingesprengt kleinere, stark polysynthetisch verzwilligte Plagioklase, kleine Amphibolsäulchen (schwarz) und kleine schwarze Augite, vereinzelt auch kleine Olivine. Im Dünnschliff sieht man in der sehr feinkörnigen Grundmasse zahllose kleine Plagioklasleisten und die großen, sehr stark verzwilligten Plagioklaseinsprenglinge, letztere größtenteils mit sehr reichlichen Glaseinschlüssen erfüllt, die besonders im Innern in großen Massen auftreten, während die äußerste Zone frei von ihnen zu sein pflegt. In einzelnen derartigen Einsprenglingen wurde aber auch beobachtet, daß sie innen ganz frei von solchen Glaseinschlüssen sind und nur nach dem Rande zu in ein oder zwei feinen Zonen sie angehäuft enthalten. Diese Glaseinschlüsse machen oft weit über $\frac{1}{4}$ der Masse des Feldspats aus.

Ferner finden sich reichlich Einsprenglinge von Augit, die oft sehr merkwürdig und mehrfach verzwilligt bzw. verwachsen sind und z. T. mehr oder minder undeutlich ausgebildete Felderteilung mit unvollkommener Auslöschung aufweisen sowie z. T. sehr schönen Schalenbau; teilweise zeigen sie eine ganz zart grünliche Farbe und Andeutungen von Pleochroismus.

Vor allem aber enthält der Schliff sehr reichlich große Amphibole, deren auffällige Resorptionerscheinungen schon früher (Seite 436) beschrieben wurden, mit sehr starkem Pleochroismus von tief rotbraun zu braungelb (orangefarbig) zu zart grünlich gelb. Ein Teil dieser Amphibole zeigt einen ganz ausgezeichneten Schalenbau, und zwar sitzt in diesem Schliffe die intensiv rotbraun gefärbte Partie im Zentrum und die äußern Schalen sind — wo sie noch nicht resorbiert sind — viel weniger pleochroitisch. Zum sehr erheblichen Teil sind diese Amphibole völlig resorbiert, und man sieht nur die kleinen Wolken von Magnetitstaub oder Magnetitkörnern an ihrer Stelle, kann aber in demselben Schliff alle Übergänge bis zu schmalen Magnetitkränzen um noch relativ wenig angegriffene Amphibole verfolgen. Daß in diesen Resorptionshöfen z. T. die ganz kleinen, tief rotbraunen, von mir für Rhönit gehaltenen Körnchen auftreten, ist ebenfalls schon früher erwähnt. Von den anderen dunklen Madeiragesteinen weicht dies Gestein durch den so reichlichen Gehalt tiefgefärbter Hornblenden sehr deutlich ab;

es gehört vielleicht in die Gruppe der von WERWEKE auch von den Canaren (La Palma) beschriebenen Hornblendebasalte.¹⁾

Ein weiteres, von Herrn FINCKH als Nephelinbasanit oder Hornblendebasalt bezeichnetes Gestein habe ich am Ribeiro frio gesammelt, dicht bei der Station. Es ist ein dunkelgraues, feinkörniges Gestein mit kleinen Zeolithmandeln und sehr auffallender, heller Verwitterungsrinde, in dem man mit der Lupe nur kleine, stark verzwilligte Plagioklase, kleine Olivine und schwarze Augite erkennt, letztere bis 3—4 mm groß; als Ausnahme liegt im Handstück eine über 2 ctm lange, schwarze Hornblende mit ausgezeichneter Spaltbarkeit. Im Schliff sieht man, daß besonders die großen Plagioklase ziemlich reichliche Glaseinschlüsse

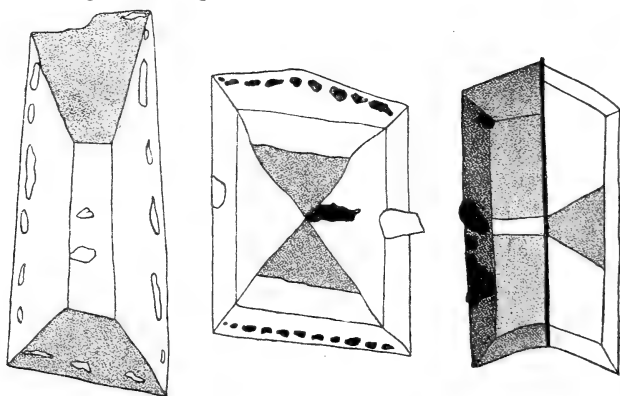


Fig. 21.

Drei Titanaugite aus Hornblendebasalt.

enthalten. Die nahezu farblosen Augite zeigen mehr oder minder deutliche Felderteilung, z. T. ganz ungewöhnlich schöne, geometrisch regelmäßige Sanduhrstruktur und oft Andeutungen von Schalenbau, zum mindesten einen etwas dunkleren Rand; mehrfach umschließen sie nicht ganz kleine, sehr schön krystallographisch begrenzte Olivine. Nur selten zeigen sie einen leicht bräunlichen oder kaum angedeuteten, violetten Farbenton; ziemlich häufig sind Zwillinge nach 100. Magnetit ist reichlich vorhanden in ziemlich großen Körnern.

Von Amphibolen ist in dem Schliff nichts vorhanden als eine der charakteristischen Resorptionswolken, die aus allerlei

¹⁾ VAN WERWEKE: Beitrag zur Kenntnis der Gesteine der Insel Palma. Neues Jahrbuch f. Min. 1879, S. 815—831.

ROSENBUSCH: Mikroskop. Physiographie der massigen Gesteine II 2. S. 1361.

Umwandlungsprodukten, kleinen Augiten und ganz kleinen Magnetitkörnern (nicht Magnetitstaub) bestehen; der Magnetit ist besonders um den Rand des ehemaligen Krystalls in einem ganz dicken Saum angehäuft, sodaß die Form des völlig aufgesogenen Hornblendekrystalls noch recht gut erkennbar ist. Wenn aber nicht der große Hornblendeinsprengling im Handstück vorhanden wäre und man aus anderen Schliffen den allmählichen Fortgang des Resorptionsprozesses der Hornblenden bis zur vollständigen Aufsaugung hätte erkennen können, würde niemand in diesem Schliff ehemalige Hornblende vermuten.

In diesem Schliff ist auch ein kleines Biotitblättchen¹⁾ in dem Resorptionshof zu beobachten. Die Olivine sind z. T. merkwürdig langgestreckt und scheinen z. T. auch magmatisch korrodiert zu sein.

Die Lavabomben, die z. T. zusammen mit den früher beschriebenen Olivinfelsknollen ausgeworfen in dem Tuff bei Porto Moniz liegen, teils sogar noch mit den Olivinfelsknollen einheitliche Stücke bilden und diese Olivinknollen umranden, bestehen aus einem sehr schlackig-porösen Basalt, der eine, meistens durch viel staubförmiges Magneteisenerz dunkelgefärbte, sehr feinkörnige Grundmasse mit reichlicher Glasbasis enthält. In dieser Grundmasse liegen massenhaft kleine Plagioklasleistchen, ganz kleine Augite, größere Magnetitkörner und größere oder kleinere Olivine, die z. T. in der sonderbarsten Weise angeschmolzen und resorbiert sind und ganz abenteuerliche Formen mit bogig konkaver Begrenzung aufweisen. Daneben kommen aber auch, besonders unter den kleineren Exemplaren, Krystalle mit ganz ausgezeichnet scharfer Begrenzung vor und größere, die auf einer Seite angeschmolzen, auf der andern Seite ganz geradlinig scharf begrenzt sind.

Die gut begrenzten Krystalle enthalten öfter feine Einschlüsse von Magnetit; bei den angeschmolzenen größeren Olivinen scheinen die Magnetitkörner nur an den Einschmelzungsrändern vorhanden zu sein.

Einen stark angeschmolzenen und auch schon stark zersetzten größeren Einschluß mit sehr unvollkommener felderförmiger Auslöschung möchte ich nach der schräge zu den Spaltrissen verlaufenden Auslöschung für einen nicht ganz resorbierten, protogenen Augit halten — er ähnelt jedenfalls sehr den pro-

¹⁾ Biotit ist in den Ergußgesteinen Madeiras nur äußerst selten zu beobachten, z. B. in den dunklen Gesteinen unter dem Essexit in der Rib. das Voltas, wo er von Herrn FINSKH als Kontaktneubildung aufgefaßt wird.

togenen Augiten der Madeirite (Seite 382). In diesem Schliff zeigt auch die Knolle von eingeschlossenem Olivinfels an der Grenzfläche zu der Basalthülle eine schmalere oder breitere verschlackte Anschmelzungszone, z. T. mit eingelagerten kleinen Magnetiten; die Bombe besteht im übrigen nur aus zucker-körnigem Olivin mit etwas Magnetit.

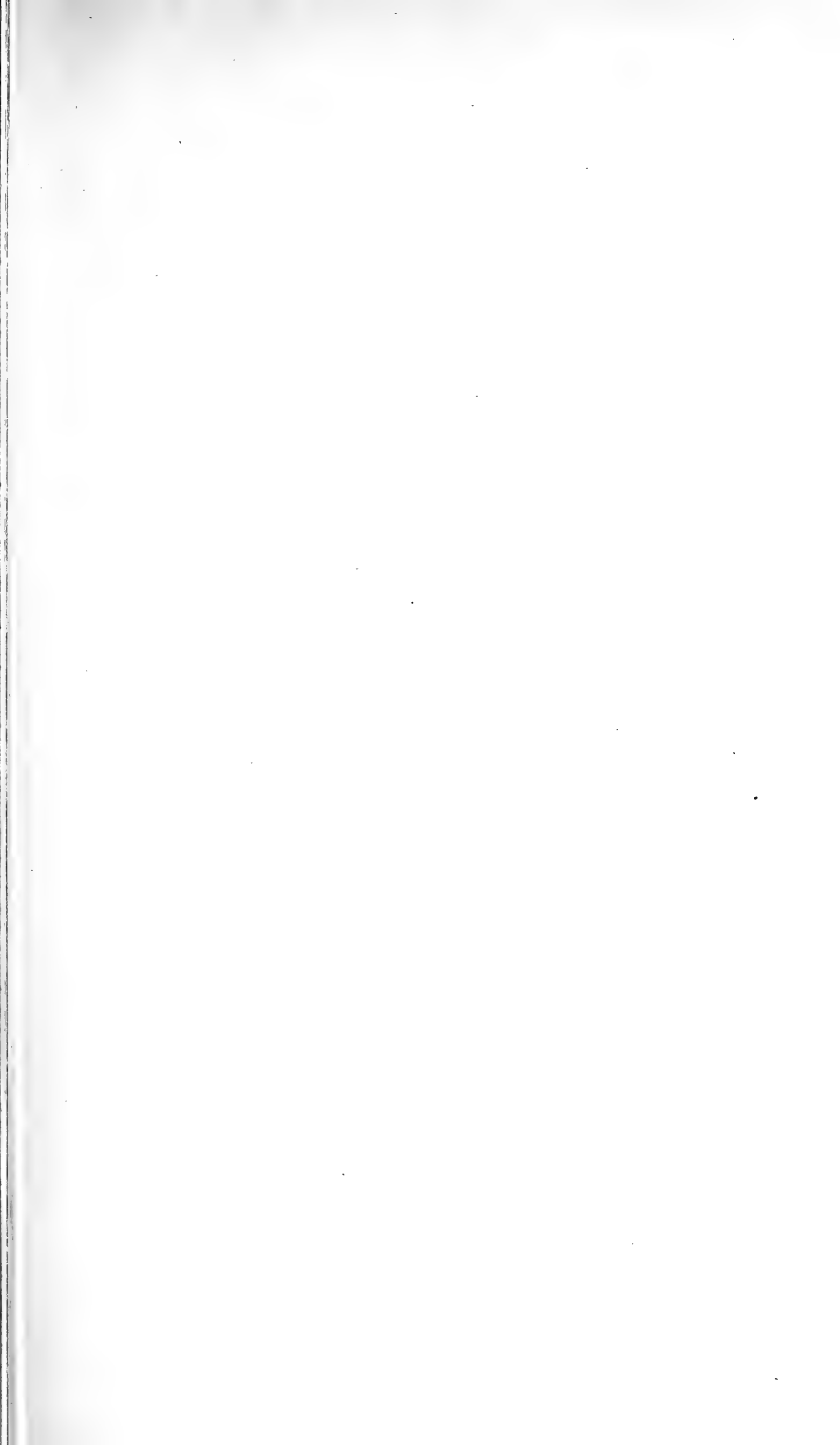
Ein Schliff einer anderen derartigen Basaltbombe enthält außer denselben stark resorbierten und einigen obenein völlig verschlackten Olivinen mit zonenförmig eingelagerten Magnetit-körnern auch noch ganz auffallende, durch ungewöhnlich viel Magnetit sehr dunkel erscheinende, wolkenartige Stellen, die ich nach den Erfahrungen an anderen Madeiragesteinen für die Stellen völlig resorbierter und verschwundener großer (Amphibol?-) Mineralien halten möchte (vergl. Seite 434); einige kleinere dieser dunklen Wolken lassen sogar noch ganz gut die Andeutungen der ehemaligen Krystallumrisse erkennen, andere sind ganz verschwommen und umhüllen Feldspaltleistchen, kleine Olivine, Augite und Glasmasse.

Der Schliff einer dritten derartigen Bombe zeigt zwei völlig verschiedene, aber ganz allmählich ein inander verfließende Ausbildungen.

Die eine Hälfte besteht aus einer ganz außerordentlich dunkeln, kaum durchsichtigen Grundmasse (durch sehr viel Erz verdunkelt), in der die zahllosen kleinen Plagioklasleistchen, Augite und die (z. T. in Iddingsit von leuchtend orangegelber Farbe mit schönen dichten Spaltrissen umgewandelten) Olivine liegen. Die andere Hälfte zeigt dieselben Mineralien in merklich geringerer Zahl in einer ganz hellen, gelblichen, durchscheinenden Glasmasse ohne jedes Eisenerz, die, stellenweise von Spalten aus, sehr auffallend citronengelb verfärbt und zersetzt ist und unter gekreuzten Nicols lange nicht so vollkommen dunkel erscheint, als die helle frische Glasbasis. Von angeschmolzenen, größtenteils resorbierten Olivinen sind in diesem Schliff nur zwei kleinere zu finden, die an der Grenze der fast schwarzen gegen die helle, durchsichtige Zone liegen.

Ein vierter Schliff einer Basaltbombe von demselben Fundort zeigt eine durch viel Magnetitstaub dunkelgefärbte Grundmasse — aber lange nicht so undurchsichtig wie bei dem vorigen Schliff — mit den zahlreichen, hier z. T. deutlich fluidal angeordneten Feldspäten, kleinen Augiten und größeren Olivinen. Auch hier ist die Magnetitstaubanhäufung nicht gleichmäßig, sondern zeigt wolkig-schlierig verteilte, dunklere Partien.

In dieser so beschaffenen Hauptmasse schwimmen rundliche, ganz helle, gelbliche, unregelmäßig begrenzte Glasmassen, die z. T.



Erläuterung zu Tafel VI.

- Fig. 1. *Candona parallela* G. W. MÜLLER. — Dahnsdorf.
Fig. 2. *Candona balatonica* DADAY-G. W. MÜLLER. — Dahnsdorf.
Fig. 3. *Candona protzi* HARTWIG. — Dahnsdorf.
Fig. 4. *Paracandona euplectella* BRADY-NORMAN. — Dahnsdorf.
Fig. 5. *Metacypris cordata* BRADY-ROBERTSON. — Dahnsdorf.
Fig. 6. *Darwinula stevensoni* BRADY-ROBERTSON. — Dahnsdorf.
Fig. 7. *Ilyocypris bradyi* G. O. SARS. — Frankfurt a. d. O.
Fig. 8. *Limnocythere incisa* DAHL. — Frankfurt a. d. O.
Fig. 9. *Cytheridea torosa* JONES var. *littoralis* BRADY. — Frankfurt a. d. O.
Fig. 10. *Cytheridea torosa* JONES var. *littoralis* BRADY. Zeigt die Muskel-
abdrücke. — Frankfurt a. d. O.
Fig. 11. *Cytheridea torosa* JONES var. *littoralis* BRADY. Jugendform. —
Frankfurt a. d. O.
-

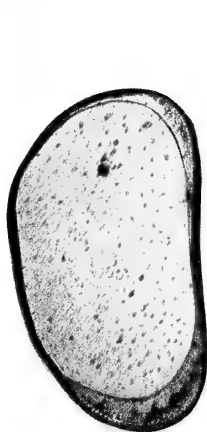


Fig. 1.

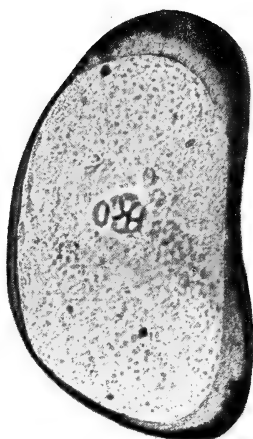


Fig. 2.



Fig. 3.



Fig. 4.



Fig. 5.



Fig. 6.

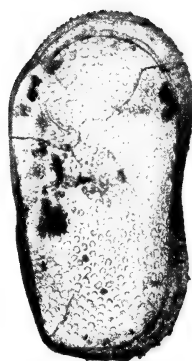


Fig. 7.



Fig. 8.



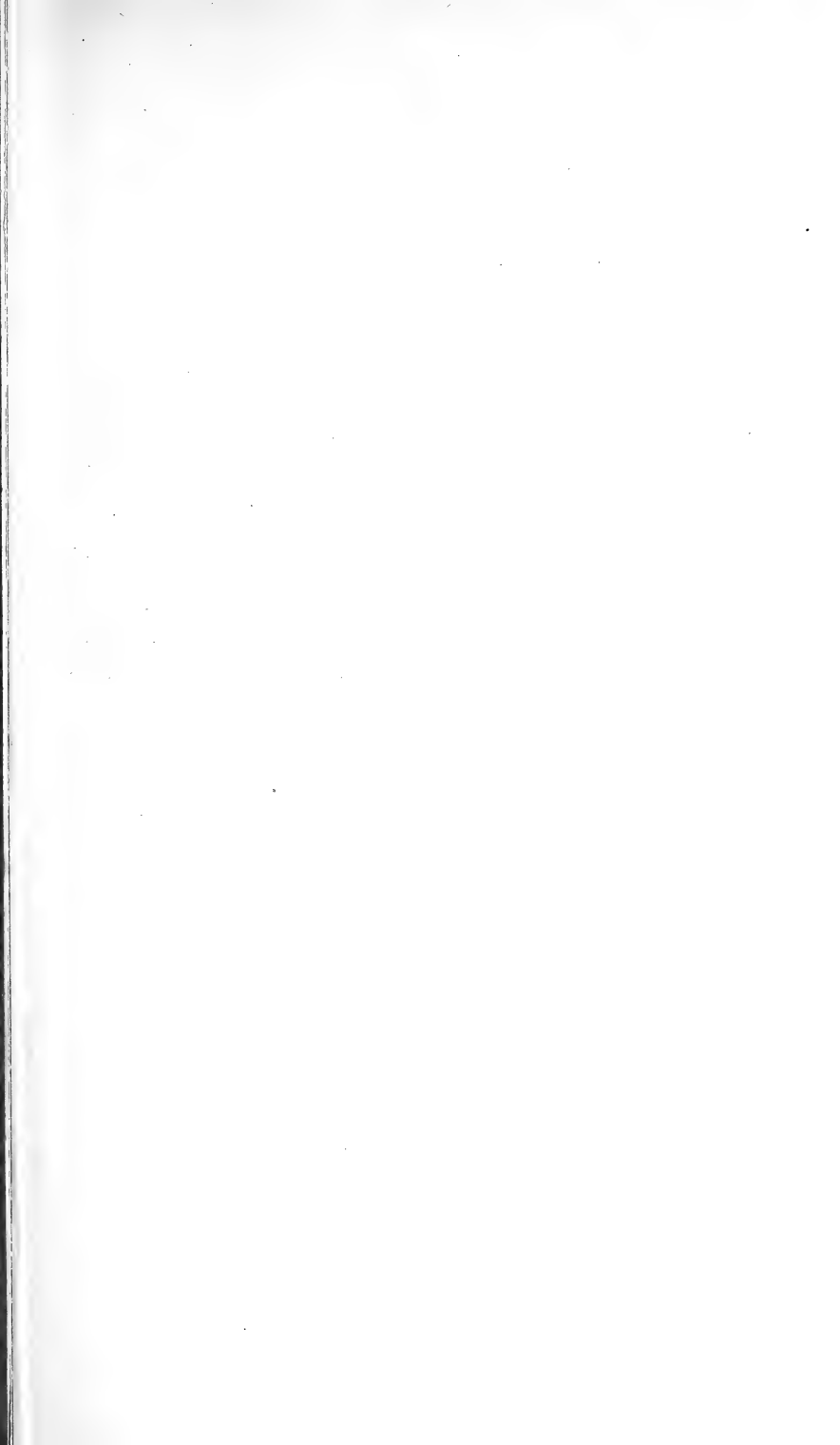
Fig. 9.



Fig. 10.



Fig. 11.



Erklärung zu Tafel VII.

Lumière-Mikrophotographien von Herrn Prof. SCHEFFER (Zeisswerk!).

- Fig. 1. Madeirit von der Soca (unter der ersten Essexitklippe). (Vergr. 23). Protogene Augite mit sehr titanhaltigen Mänteln und stark resorbierten Rändern; Olivin, z. T. serpentinisiert; kleine Plagioklase, Magnetit und kleine Augite zweiter Generation sowie allerlei Zersetzungsprodukte.
- Fig. 2. Essexit, Ribeira de Massapez (als Gerölle gefunden), sehr ähnlich der analysierten Probe der Analyse D. Divergent strahlige Plagioklase; Augite (z. T. Titanaugite) in den Zwickeln, ohne irgend welche idiomorphe Begrenzung. (Das analysierte Handstück vom Anstehenden enthält außerdem auch einige idiomorphe Augite).
- Fig. 3. Essexitmelaephyr, Punta Delgado, Gestein der Analyse i. Große Titan(?)augite mit eigentümlicher Farbenstaffelung, Olivin, kleine Augite, Magnetit, Plagioklas. Der große helle Augit oben zeigt bei Drehung dieselbe Farbenstaffelung wie der untere.
(Diese eigentümliche Farbenstaffelung findet sich auch bei den Titan(?)augiten gewisser Essexite der Soca).
- Fig. 4. Olivinfelsbombe, Porto Moniz. Analysiertes Exemplar (S. 405). Olivin, Diallag: (blau, mit einfachen Spaltrissen und schiefer Auslöschung, sowie mit den fremden Einlagerungen), Rhombische Augite: hellgrau, mit gerader Auslöschung und unter 30° zu den Spaltrissen verlaufenden feinen, fremden Einlagerungen, sowie mit sehr undeutlicher prismatischer Spaltbarkeit und diagonal dazu verlaufender Auslöschung.
-





Fig. 1.



Fig. 2.

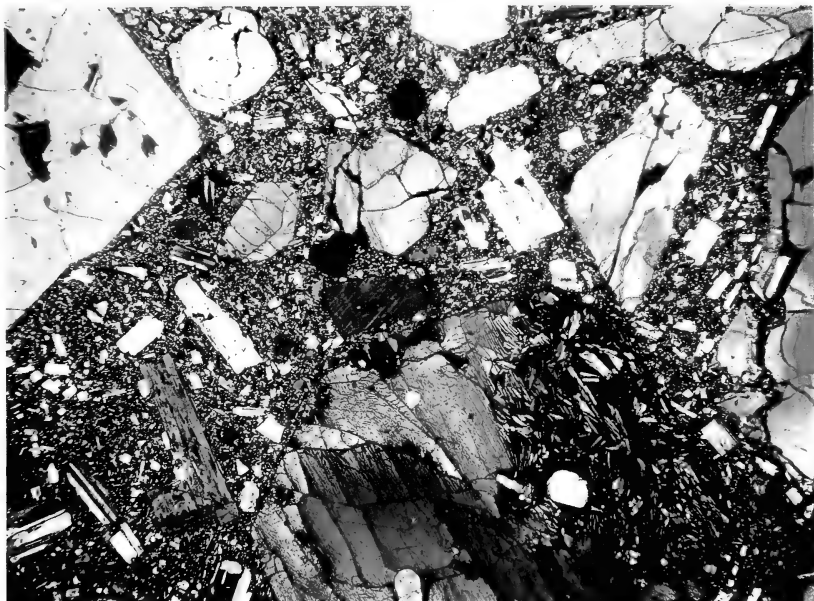


Fig. 3.

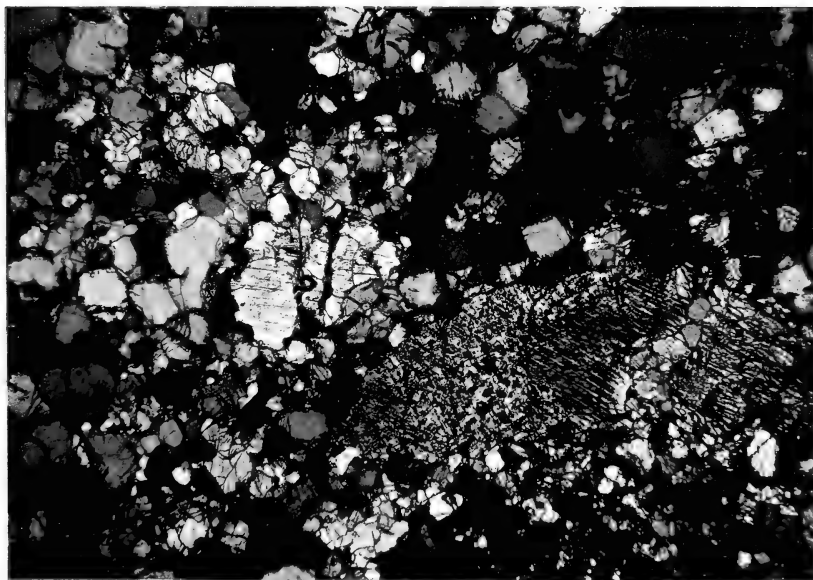
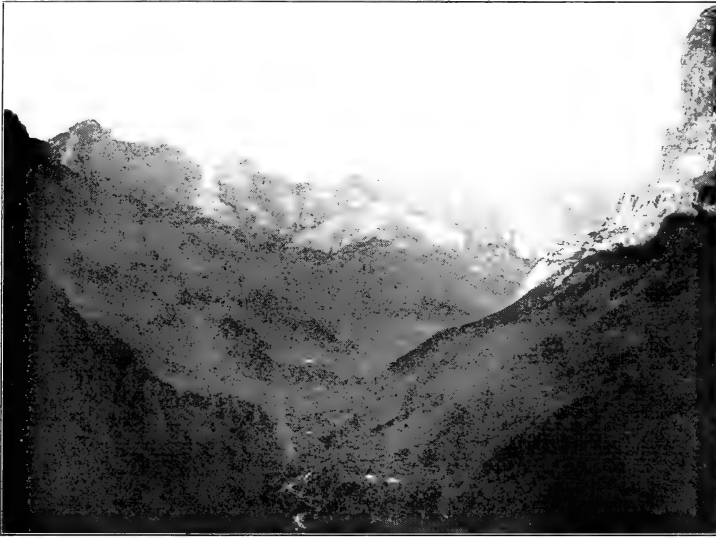


Fig. 4.



C. GAGEL phot.

Fig. 1.

Gran Curral vom Pico Serrado aus gesehen, ganz rechts der Lombo Gordo, im Hintergrunde der Lombo grande, links der Pico grande.



C. GAGEL phot.

Fig. 2.

Ribeira dos Socorridos (Mündungsschlucht des Gran Curral) vom Pico Serrado aus gesehen.

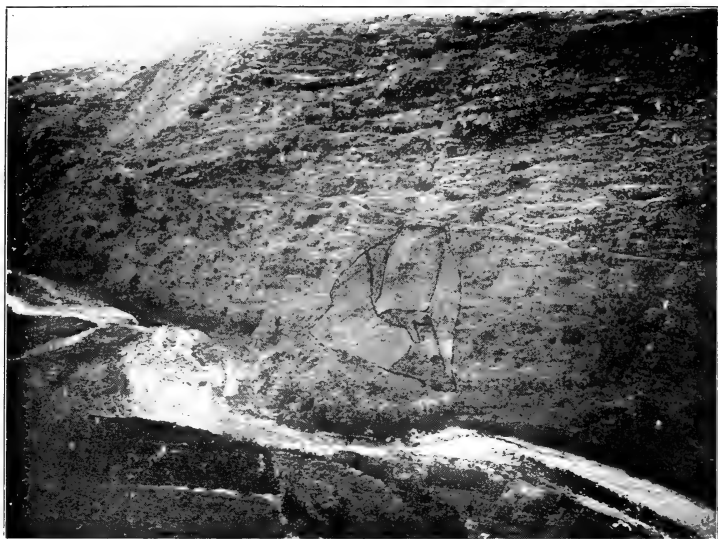


Fig. 1. C. GAGEL phot.
Bergsturz in der übersteilen Wand der Ribeira dos Socorridos.



Fig. 2. C. GAGEL phot.
Ilheo bei Porta da Cruz.
Feingeschichtete Tuffe und Tuffite mit Pflanzenresten und Geröllen; überlagert von einer Decke trachytoiden Trachydolerits, unterlagert von schwarzen limburgit-ähnlichen Trachydoleriten.



Nordseite der Punta di São Lorenzo.
Ausgewitterte Gänge, in groben Tuffen aufsetzend



Fig. 1.

Jüngster, ins Meer geflossener Lavaström bei Camera de Lobos (noch mit Schlackenkruste), Brandungskehle! Im Hintergrund das Cabo Girão.



C. GAGEL phot.

Fig. 2.

Durch einen Lavaström rotgebrannte Tuffschicht mit stengeliger Absonderung westlich von Funchal (Praya formosa).

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

A. Abhandlungen.

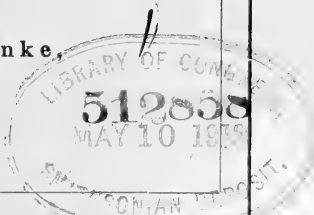
64. Band.

IV. Heft.

Oktober bis Dezember 1912.

Berlin 1913.

Verlag von Ferdinand Enke,
Stuttgart.



Inhalt: Aufsätze S. 449—627, Zugänge der Bibliothek, Rechnungsabschluß,
Mitgliederverzeichnis. Tafel XII—XVIII, Inhalt.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1913

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFTE	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vor-	" RAUFF	" FLIEGEL	
sitzende:	" BORNHARDT	" HENNIG	
Schatzmeister:	" MICHAEL	" JANENSCH	
Archivar:	" SCHNEIDER		

Beirat für das Jahr 1913

Die Herren: v. KOENEN-Göttingen, RINNE-Leipzig, FRICKE-Bremen,
MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH **unlichst 8 Tage** vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden. Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen spätestens am Tage des Vortrages eingesandt sein.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt **10 Mark** Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von **25 Mark**. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen **30 M.**) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von **300 Mark** ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden: diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider**, beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn Professor Dr. Janensch, Berlin N.4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe, Berlin N4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn Professor Dr. Rich. Michael, Charlottenburg, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Berlin NW 7, Konto Nr. 16 071 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Inhalt des IV. Heftes.

Aufsätze.

	Seite
7. GAGEL, C.: Studien über den Aufbau und die Gesteine Madeiras. (Fortsetzung.)	449
8. BROILI, F.: Über <i>Pterodactylus micronyx</i> H. v. MEYER. (Hierzu Tafel XII)	492
9. KOENIGSBERGER, JOH.: Über Mineralfundorte in den Alpen und über Gesteinsmetamorphismus. (Hierzu Tafel XIII und 12 Textfiguren.)	501
10. RENZ, CARL: Neuere Fortschritte in der Geologie und Palä- ontologie Griechenlands mit einem Anhang über neue indische Dyasarten. (Hierzu Tafel XIV bis XVIII und 28 Textfiguren.)	530
a) Zur Geologie der Argolischen Küsteninseln	530
b) Neue Arten aus dem hellenischen Jura und aus der indischen Dias	581
c) Weitere Nachträge zu meinen in früheren Abhandlungen angegebenen Fossilisten aus dem hellenischen und epiro- tischen Jura	612

Rechnungsabschluß vom 1. I. 1912	631
Eingänge der Bibliothek	632
Mitgliederverzeichnis	646
Inhalt	III
Druckfehlerberichtigungen	VIII

scharf begrenzt sind, z. T. ganz allmählich in die übrige Basaltmasse verfließen. Diese hellen Glasmassen enthalten z. T. überhaupt keine anderen Einschlüsse als feine, wasserklare, mikrolithische Krystalle und Krystallskelette (anscheinend von Plagioklasen, vergl. RINNE l. c. Tafel VII, Fig. 2); dann treten immer häufiger Magnetitstaub, Plagioklase und Augite auf, und zwar z. T. in derartigen Glasschlieren, die noch ringsum scharf begrenzt sind, bis schließlich die ganze Glasschliere ganz allmählich in den normalen Basalt verfließt, ohne daß eine Grenze zu finden wäre. Es ist aus der Betrachtung des Schliffes ganz offensichtlich, daß diese Glasmassen von dem Basaltmagma von irgendwoher aufgenommen oder aus ihm früher plötzlich erstarrt und dann allmählich wieder resorbiert worden sind — man findet alle Übergänge von kleinen, ganz farblosen, einschlußfreien, scharf begrenzten Glasmassen zu solchen, die ganz allmählich in den Basalt verfließen, sodaß beim besten Willen die Grenze nicht mehr zu finden ist, und zwar finden sich diese Übergänge z. T. bei denselben (großen) Glasschlieren, die auf einer Seite ganz scharf begrenzt sind, an der andern Seite ohne Grenze im Basalt verschwinden.

An einer Stelle war zu beobachten, wie ein Ausläufer einer derartigen, noch recht scharf begrenzten Glasschliere von einem krystallographisch recht scharf begrenzten Olivineinsprengling umwachsen war — der Olivin hat sich also offenbar z. T. erst später gebildet, nachdem diese Glasmasse schon von dem Basaltmagma wieder aufgenommen war. Die Olivineinsprenglinge dieses Schliffes sind — mit einer Ausnahme — krystallographisch völlig scharf begrenzt, wenn auch z. T. einzelne kleine, schlauchartige Einstülpungen vorhanden sind; es ist aber dies dann ein völlig anderes Bild als bei den großen angeschmolzenen, protogenen Olivinen der anderen, vorher beschriebenen Schliffe. Nur einer dieser großen Olivine in diesem Schliff ist nicht wesentlich von Krystallflächen, sondern an mehreren Seiten unregelmäßig begrenzt, meistens auch ohne Einschmelzungserscheinungen und mit völlig scharfem Rand, und nur zwei oder drei andere, sonst scharf krystallographisch begrenzte Olivine verfließen ebenfalls an kleineren Stellen allmählich in die angrenzende Basaltmasse (Resorptionsstellen). Die krystallographisch so gut ausgebildeten Olivine umschließen stellenweise kleinere Schlieren der Grundmasse des Basalts, mit kleinen Augiten, Plagioklasen und Magnetitkörnern, z. T. ziemlich reichlich kleine, schöne Magnetitkrystalle, und ich habe aus dem Studium dieses Schliffes nur den Schluß ziehen können, daß hier in dieser Bombe die Olivine nicht protogen sondern

erst sehr spät gebildet sind, nach Resorption und Umschmelzung der aufgenommenen Glasmassen und nachdem aus dem Basalt schon ein Teil der kleinen Augite und Plagioklase auskrystallisiert war, die von den scharf begrenzten Olivinen umwachsen sind. Diese Bombe muß jedenfalls ein sehr wechselvolles Schicksal durchgemacht haben.

Besonders die vorher erwähnten größeren Olivine, die z. T. Krystallflächenbegrenzung, z. T. Resorptionerscheinungen aufweisen, beweisen m. E., daß die Olivine zwar relativ spät ausgeschieden sind, daß das Magma aber denn doch noch die Fähigkeit gehabt haben muß, die eben gebildeten Krystalle auch wieder anzugreifen.

Der Schliff enthält stellenweise noch vereinzelte kleine Körnchen eines leuchtend rotbraunen Minerals, das ich nicht bestimmen kann.

Ein vierter Schliff einer derartigen Bombe zeigt im wesentlichen dasselbe Bild, eine sehr dunkle Grundmasse mit zahlreichen kleinen Plagioklasleisten, Augiten und scharf begrenzten Olivineinsprenglingen; den Rand der großen Olivinbombe, der mit im Schliff liegt, ist aber wieder sehr angeschmolzen und verschlackt; im übrigen zeigt die Olivinfelsknolle nur zuckerkörnige, ganz frische Olivine und wenig Magnetit.

Der letzte derartige Schliff zeigt wieder eine ganz dunkle Grundmasse, in der die zahlreichen kleinen Plagioklasleisten, kleinen Augite und größeren scharf begrenzten Olivine liegen; hier ist auch ein größerer Augiteinsprengling mit schönen Spalt-rissen, Andeutungen von Felderteilung und Schalenbau beobachtet. Die Grenze der eingeschlossenen Olivinfelsknolle ist auch hier zum erheblichen Teil verschlackt und angeschmolzen, und von dieser Grenze aus erstrecken sich in die zuckerkörnige, aus Olivin und Pyroxen bestehende Knolle größere Parteen von Glasmasse, die besonders an der Grenze von Basalt und Olivinfels etwas matt, trübe und mit kleinsten dunklen Einschlüssen erfüllt sind.

Ein völlig schwarzes, sehr porös schlackiges, sehr feinkörniges Gestein mit eingesprengten Olivinen bildet den jüngsten Lavastrom, der sich bei Porto Moniz weit ins Meer ergossen hat und noch seine rauhe Schlackenkruste aufweist. Das Gestein ist von Herrn FINCKH ohne weiteren Zusatz als Basalt bezeichnet. Es enthält in einer sehr feinkörnigen Grundmasse zahllose, sehr feine, z. T. deutlich fluidal angeordnete Plagioklasleisten, kleine Augite und, zahlreich eingesprengt darin größere Olivine, die z. T. auffallend geringe Interferenzfarben zeigen, aber durch die sehr charakteristischen Krystallumrisse und die ganz un-

vollkommene Spaltbarkeit doch unverkennbar sind. Magnetit ist sehr reichlich vorhanden, meistens in sehr kleinen Körnern. Die Olivine zeigen z. T. schmale, pechschwarze Ränder, von denen sich auf feinen Rissen diese schwarze (Magnetit-) Substanz z. T. wolkigfiederig ins Innere erstreckt; eine Erscheinung, die ich sonst nur noch an einem Schriff gesehen zu haben mich erinnere, nämlich in einem ebenfalls sehr schlackig porösen, rotbraunen „Basalt“ (FINCKH) von Calheta an der Südküste.

Im Dünnschliff zeigen die Augite stellenweise deutliche Felderteilung. Die größeren Olivine zeigen z. T. sehr sonderbare Wachstumsformen und meistens einen leuchtend orange-farbenen bez. hellbraunen, glänzenden, kaum pleochroitischen Rand (Iddingsit).

Dies sind die Analysen und Beschreibungen der wichtigsten, deutlich unterscheidbaren Effusivgesteinstypen Madeiras. Es fehlen von bemerkenswerten Typen eigentlich nur die von Herrn FINCKH angegebenen Limburgite; ich selbst habe in den von mir durchgesehenen Schriffen keine feldspathfreien, echten Limburgite finden können.

Analysentafel der Analysen von COCHUIS.

	„Trachyte“				„Trachydolerite“			„Basalte“		
	I P. S. Pico do Facho	II P. S. Pico do Baixo	III P. S. Pico do Castello	IV Abel- heira	V Porto Santo Westen	VI Raba- çal	VII Abel- heira	VIII Arre- bentão	IX Camin- ho nuovo	X Rib. de São Jorge
SiO ₂	69,30	66,99	64,65	61,57	56,49	56,40	54,07	53,88	46,26	44,01
Al ₂ O ₃	18,19	16,20	19,24	16,96	22,08	21,47	13,65	19,83	20,40	21,81
Fe ₂ O ₃	4,00	3,95	5,18	9,65	5,11	12,46	17,17	9,42	12,83	14,60
FeO										
CaO	2,01	0,77	4,22	4,05	5,49	2,39	4,99	5,13	9,89	9,93
MgO	0,52	1,91	0,90	0,80	3,00	1,82	0,26	3,55	6,09	5,12
K ₂ O	Spur	2,78	2,53	3,32	2,06	Spur	4,27	Spur	Spur	0,57
Na ₂ O	5,98	7,40	3,28	3,65	5,77	5,46	5,59	8,19	4,53	3,96
H ₂ O (Glüh- verlust)	0,52	2,60	0,90	2,79	1,89	3,35	1,17	0,66	0,96	3,00
Spez. G.	2,62	2,89	2,505	2,57 ganz hellgrau fast weiß C. G.	2,43	2,92	2,57	2,88	2,97	3,041
						Gänge- steine	dunkel- grau C. G.			

Von den besonders charakteristischen, gefleckten, grauen bez. hellgrauen Gesteinen sind mehrere Analysen von möglichst verschiedenen Teilen der Insel ausgewählt, um jede

Zufälligkeit lokaler Beschaffenheit möglichst auszuschalten, sodaß diese Analysen wohl ein zutreffendes Bild der Madeirenser Effusivgesteine geben dürften. Zum Vergleich sind noch die alten Analysen von COCHUIS beigefügt, die fast alle auffällig mehr Kieselsäure ergeben haben, allerdings ohne Bestimmung der Titansäure und des Eisenoxyds und auch sonst sehr unvollkommen ausgeführt sind.

So stammen meine Analysen c und d von Gesteinen, die mit dem der COCHIUSSCHEN Analyse IV geologisch eng verknüpft sind bez. direkt zusammen gehören (S. 426), und das Gestein der Analyse VII ähnelt äußerlich sehr den Gesteinen meiner Analysen f, h, k und m.

Meine Analysen der Madeiragesteine halten sich alle innerhalb der Grenzen der Trachydoleritanalysen, die in ROSEBUSCHS Elementen IV Seite 432—434 angeführt sind.

Auffällig ist bei ihnen erstlich der fast durchgehend ungewöhnlich hohe Titansäuregehalt, zweitens, daß ein sehr großer Teil dieser Gesteine ganz erheblich kieselsäureärmer ist als die allermeisten echten Basalte, vor allem aber, daß auch unter den grauen bzw. ganz hellgrauen Gesteinen auch solche von nur rund 42 Proz. Kieselsäure vorkommen, während andererseits ganz dunkle bzw. schwarze Gesteine 45 bis über 46 Proz. SiO_2 enthalten, nach dem COCHIUSSCHEN Analysen sogar 54 Proz. (Säulentrachydolerit an der Abelheira, welches Gestein ich aus eigener Anschauung kenne.)

Es ist im höchsten Maße auffallend, daß zwei im äußeren Aussehen so wenig unterscheidbare Gesteine wie die der Analysen a und t (Nr. 10 und 1 des Serradoprofils) so grundverschieden stoffliche Zusammensetzung haben und 13,5 Proz. Differenz im Kieselsäuregehalt zeigen, während so ganz und gar verschieden aussehende Gesteine wie die der Analysen t und u (Nr. 1 und 2 des Serradoprofils) eine anscheinend fast übereinstimmende Analyse ergeben haben. Erst bei der Umrechnung auf wasserfreie Molekularprozente treten hier die chemischen Unterschiede: der merklich geringere Gehalt an Tonerde und der erheblich höhere Gehalt an Magnesia bei dem dunkleren Gestein, deutlicher hervor.

Auch im Schliff ist der Unterschied dieser Gesteine nicht so auffällig, daß mir damit das grundverschiedene äußere Aussehen restlos erklärt erschiene. Das dunklere Gestein (u) enthält ersichtlich mehr Augite und Olivine als das helle Gestein (t), und dieses letztere zeigt dafür eine ausgezeichnet trachytoide Struktur, die bei jenem fehlt. Es könnte mithin beinahe scheinen, als ob dieser Strukturunterschied das bestimmende für das

äußere Aussehen ist, da nach den Schliffen alle hellgrauen Gesteine Madeiras diese schöne bzw. ausgezeichnete Fluidalstruktur aufweisen. Andererseits habe ich aber auch einige ganz dunkle Gang- und Ergußgesteine gefunden, die ebenfalls diese schöne Fluidalstruktur und den schönen Seidenschimmer zeigen, sodaß dieser Erklärungsversuch auch nicht ausreicht.

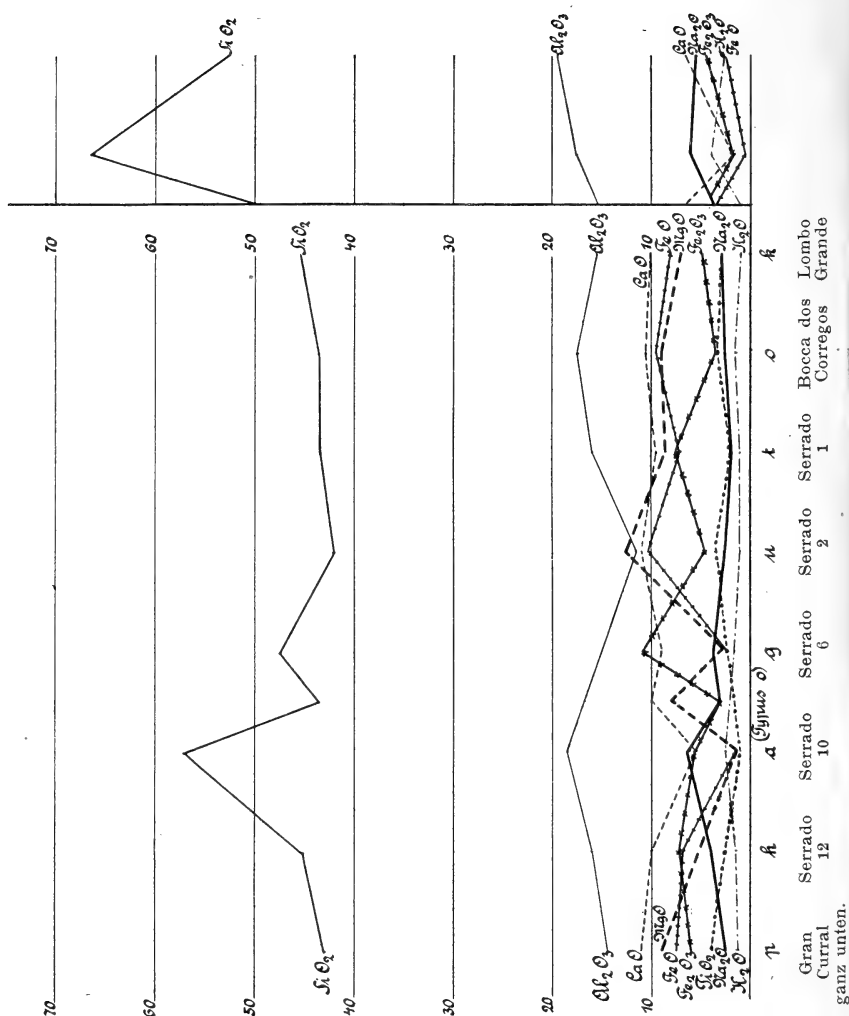
Die sehr hellen Gesteine Madeiras mit rund 42 Proz. SiO_2 , ja auch noch das mit 47,7 Proz. (e), sind jedenfalls etwas ganz ungewöhnlich auffallendes und merkwürdiges und ich kann eine einwandfreie Erklärung für die bei dem hohen bzw. sehr hohen Eisen- und Magnesiagehalt und dem derartig geringen Kieselsäuregehalt so auffallend helle Färbung nicht ausfindig machen.

Um noch eine möglichst übersichtliche Darstellung zu geben, wie der Charakter der Ergußgesteine auf Madeira sich in der Zeitfolge geändert hat, gebe ich nochmals eine Zusammenstellung der Analysen von den Gesteinen des Curral und dessen Umgebung in der natürlichen Reihenfolge (nicht wie vorher nach der Acidität geordnet) in Form eines Variationsdiagramms, nach der HARCKERSchen Methode.

Es ist hieraus meines Erachtens unzweideutig ersichtlich, daß irgend ein gesetzmäßiger Zusammenhang der Ergußfolge in bezug auf saure und mehr basische Gesteine nicht vorhanden ist, sondern daß die Differentiation des Magmas zu den verschiedenen Ergußgesteinen nach Gesetzen erfolgt ist, die uns vorläufig noch ganz unbekannt sind.

Auf „limburgitartige“ und) recht basische Gesteine folgen ziemlich saure, dann wieder basische bzw. sehr basische im mannigfachen Wechsel bis nach Schluß der Haupteruptions-epoche die ganz sauren Trachyte und trachytoiden Trachydolerite des Boaventuratales und bei Porto da Cruz folgen, während ganz zum Schluß als allerletzte Ergüsse auf der Insel (Porto Moniz, Funchal) wieder ganz dunkle „limburgitartige“ Gesteine auftreten (von denen keine Analyse vorliegt).

Die vorstehenden und diesbezüglichen in früheren Kapiteln niedergelegten Beobachtungen und Ausführungen über die Folge der Eruptivgesteine Madeiras waren seit einem Jahr — in etwas weniger präziser Form schon seit mehreren Jahren niedergeschrieben, als ich auf den zweiten Teil der großen Arbeit von BRÖGGER über die Eruptivgesteine des Christianiagebietes (Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol, Christiania 1895) durch die Freundlichkeit meines Kollegen KÜHN aufmerksam gemacht wurde und zu meiner Überraschung darin fand, daß diese von mir auf Madeira beobachtete Reihenfolge



in der chemischen Beschaffenheit der Ergußgesteine, in die ich nach meinem beschränkten dortigen Beobachtungsfeld kein System hineinbringen konnte, in so verblüffender Weise der von BRÖGGER festgestellten und auch theoretisch begründeten Reihenfolge der Tiefengesteinsbildung entspricht (l. c. S. 164 und vor allen 175).

„Die Reihenfolge basisch, weniger basisch, sauer scheint in der Tat bei den Tiefengesteinen so häufig wiederzukehren, daß wir diese Reihenfolge als eine normale ansehen müssen; der plötzliche Sprung zurück nach basisch ist bei vielen Vorkommen bekannt, scheint aber eben so häufig zu fehlen.“

Daß bei der Eruption der Ganggesteine und Ergußgesteine als der zum großen Teil zu einander komplementären Differentiationsprodukte der Tiefengesteine öfter Abweichungen von der Reihenfolge der Tiefengesteinsbildung eintreten und ein häufigerer Wechsel von basischen und sauren Typen eintreten muß, hat BRÖGGER (l. c. Seite 177—178) mit überzeugenden Gründen dargetan.

Von diesem Gesichtspunkt aus betrachtet fügt sich die ganz objektiv und unvoreingenommen festgestellte Eruptionsfolge auf Madeira überraschend gut in die von BRÖGGER als notwendig erkannte Reihenfolge der Tiefengesteinsdifferentiation und dürfte als eine erfreuliche Bestätigung der BRÖGGERschen Ausführungen zu betrachten sein — meine früheren Ausführungen darüber habe ich ganz absichtlich nicht gestrichen, um auch andren die unbefangene Prüfung meines Gedankenganges und der Berechtigung meiner Beziehungen auf die BRÖGGERschen Ausführungen zu gewähren. —

Madeira erfüllt, wie mir scheint und wie schon mehrfach betont ist, völlig die Anforderungen, die BRÖGGER zur einwandfreien Feststellung der Differentiationsfolge für wichtig erklärt: die örtliche und zeitliche Einheitlichkeit — letztere im geologischen Sinne verstanden — als in einer geologischen Epoche (hier im Tertiär-Diluvium) gebildet.

Endlich füge ich noch die Tabellen mit den auf Molekularproportionen und in Molekularprozente umgerechneten Analysen der Madeirensen Tiefen-, Gang- und Ergußgesteine bei, mit den danach berechneten Osannschen Konstanten und der Projektion der Analysenorte im OSANNSchen Dreieck.

Analysentafel der Tiefengesteine Madeiras
nach Molekularproportionen und Molekularprozenten nebst den OSANNschen Konstanten.

	A. Soca Spez. Gew. 2,766		B. Rib. das Voltas Spez. Gew. 2,772		C. Soca Spez. Gew. 2,965		D. Rib. das Voltas Spez. Gew. 3,003		E. Rib. de Massapez Spez. Gew. 3,096	
SiO ₂	87,45	59,93	83,12	59,35	76,15	51,54	75,07	51,36	66,78	43,16
TiO ₂	1,96	1,34	3,25	2,32	1,62	1,10	4,59	3,14	2,94	1,90
Al ₂ O ₃	15,53	10,64	14,69	10,49	16,69	11,30	16,09	11,01	8,77	5,66
Fe ₂ O ₃	2,06	1,41	3,86	2,75	2,87	1,95	3,76	2,57	3,01	1,95
FeO	11,69	8,01	6,11	4,36	11,83	8,01	10,14	7,00	10,85	7,01
CaO	9,02	6,18	11,32	8,05	20,20	13,68	20,39	13,95	24,70	15,96
MgO	3,80	2,60	4,42	3,15	14,05	9,50	9,82	6,72	34,65	22,40
K ₂ O	2,68	1,83	2,17	1,55	1,14	0,77	0,99	0,67	0,59	0,38
Na ₂ O	11,34	7,77	8,19	5,85	5,18	3,55	4,98	3,41	2,16	1,40
H ₂ O	10,78	—	9,22	—	4,22	—	7,83	—	13,61	—
P ₂ O ₅	0,10	0,07	0,52	0,37	0,40	0,27	0,33	0,23	0,25	0,17
S	0,28	0,19	2,37	1,55	0,28	0,19	—	—	0,02	—
SO ₃	—	—	0,37	—	Cl 0,11	0,08	0,36	—	—	—
CO ₂	—	—	7,32	—	—	—	0,82	—	8,57	—
	156,69	—	156,87	—	153,74	—	155,17	—	176,92	—
	s = 62,27 A = 9,60 C = 1,04 F = 17,02	n = 8,10 a = 6,97 c = 0,78 f = 12,25	s = 61,67 A = 7,40 C = 3,09 F = 14,98	n = 7,91 a = 5,81 c = 2,42 f = 11,77	s = 52,64 A = 4,32 C = 6,98 F = 25,97	n = 8,17 a = 2,32 c = 3,74 f = 13,93	s = 54,50 A = 4,08 C = 6,93 F = 23,05	n = 8,36 a = 2,36 c = 4,07 f = 13,57	s = 45,06 A = 1,78 C = 3,88 F = 43,25	n = 7,86 a = 0,72 c = 1,58 f = 17,70
	Rib. de Massapez I		Rongstock III		Dignaes V		Brandberg VI (Pyroxenitisch)		Papenoo Tahiti VII Gabbro essentique	
	s = 57,14 A = 7,33 C = 4,04 F = 20,12	n = 7,8 a = 4,5 c = 2,5 f = 13,0	s = 57,17 A = 8,0 C = 3,42 F = 19,56	n = 7,3 a = 5,5 c = 2,0 f = 12,5	s = 55,75 A = 6,69 C = 4,37 F = 21,77	n = 6,6 a = 4,0 c = 2,5 f = 13,5	s = 49,09 A = 3,35 C = 3,79 F = 36,63	n = 7,0 a = 1,50 c = 1,75 f = 16,75	s = 46,20 A = 2,36 C = 5,09 F = 39,00	n = 8,7 a = 1,0 c = 2,25 f = 16,75

I, III, V, VI, VII beziehen sich auf die Vergleichsanalysen der Analysentafel Seite 399.
I, III, V nach ROSENBUSCH, VI u. VII entnommen aus QUENSSEL a. a. O., S. 75.

Analysentafel der Tiefengesteine La Palmas
nach Molekularproportionen und Molekularprozenten nebst den OSANNschen Konstanten.

	F. Barr. del Diablo Spez. Gew. 2,786	G. Barr. del Almen- drero amargo Spez. Gew. 3,072	H. Barr. del agua agria Spez. Gew. 3,065
SiO ₂	81,42	74,17	68,00
TiO ₂	2,87	2,15	4,30
Al ₂ O ₃	16,21	12,97	14,48
Fe ₂ O ₃	3,66	2,57	4,94
FeO	7,88	10,78	10,18
CaO	11,62	20,00	20,77
MgO	7,37	32,97	12,72
K ₂ O	3,10	0,79	2,28
Na ₂ O	8,85	2,73	7,06
H ₂ O	8,22	7,56	5,83
P ₂ O ₅	0,58	0,47	0,44
S	0,65	0,31	0,56
SO ₃	0,30	Spur	Spur
CO ₂	—	0,82	0,11
	152,73	168,57	151,85
	s = 58,31 A = 8,36 C = 2,88 F = 18,88	s = 47,63 A = 2,20 C = 5,89 F = 33,34	s = 50,23 A = 6,40 C = 3,43 F = 29,46
	n = 7,34 a = 5,55 c = 1,91 f = 12,53	n = 7,77 a = 1,01 c = 2,71 f = 16,28	n = 7,56 a = 3,25 c = 1,74 f = 15,01

Analysestafel der Ganggesteine Madeiras und La Palmas
nach Molekularproportionen und Molekularprozenten nebst den OSANNschen Konstanten.

	J. Curral (Trachyt) Spez. Gew. 2,504	K. Curral (Gauteit) Spez. Gew. 2,607	L. Caldera Sodalithgauteit	M. Caldera Maenait
SiO ₂	109,03	96,12	80,38	85,63
TiO ₂	0,24	0,50	2,37	1,81
Al ₂ O ₃	16,86	18,79	18,05	15,60
Fe ₂ O ₃	0,98	2,84	2,04	1,98
FeO	1,47	1,37	6,94	5,60
CaO	3,82	7,04	11,48	6,43
MgO	0,90	3,05	4,80	5,55
K ₂ O	4,02	3,56	3,56	3,36
Na ₂ O	9,90	11,03	12,53	9,79
H ₂ O	10,11	9,83	16,94	13,44
P ₂ O ₅	0,11	0,16	0,33	0,30
S	0,06	0,12	0,37	—
SO ₃	—	—	0,51	0,35
CO ₂	—	—	—	13,82
	157,50	154,55	160,10	163,66
	s = 74,14 A = 9,44 C = 2,00 F = 2,79	n = 6,90 a = 13,26 c = 2,81 f = 3,93	n = 57,99 A = 11,13 C = 1,53 F = 15,77	s = 64,32 A = 9,80 C = 1,66 F = 12,36
	Trachyt Kelberg s = 72,86 A = 10,47 C = 1,57 F = 3,06	Gauteit Mählörzen s = 62,19 A = 9,79 C = 2,60 F = 12,95	n = 7,88 a = 7,83 c = 1,07 f = 11,09	n = 7,35 a = 8,23 c = 1,40 f = 10,38
	nach OSANN.	nach ROSENBUSCH.		

Analysentafel der Ergußgestein Madeiras
nach Molekularproportionen und Molekularprozenten nebst den O_{SANN}schen Konstanten.

	a) Serrado 10 Spez. Gew. 2,628	b) Rib. de Massapez Spez. Gew. 2,770	c) Achada Spez. Gew. 2,798	d) Ilheo Spez. Gew. 2,698	e) Rib. frio (gran) Spez. Gew. 2,673	f) Punta do Sol Spez. Gew. 2,906
SiO ₂	92,57	87,92	87,33	86,30	79,50	77,40
TiO ₂	64,63	59,92	60,33	61,09	55,55	52,09
Al ₂ O ₃	0,89	1,17	2,00	1,31	3,17	3,62
Al ₂ O ₃	17,84	12,45	18,89	18,31	16,98	15,98
Fe ₂ O ₃	3,70	2,58	2,85	4,01	3,39	3,01
FeO	1,58	1,10	4,96	3,85	6,54	9,82
CaO	10,07	7,10	11,93	10,79	14,25	17,91
MgO	3,30	2,30	5,07	4,65	9,05	12,30
K ₂ O	2,45	1,72	2,16	2,49	2,61	1,53
Na ₂ O	10,39	7,32	8,87	8,92	6,79	6,16
H ₂ O	13,06	—	10,11	15,44	17,11	7,78
S	0,04	0,03	0,32	0,13	0,13	0,28
P ₂ O ₅	0,39	0,26	0,37	0,50	0,70	0,58
	156,28	—	154,86	156,70	160,22	156,37
	s = 65,25 n = 8,19	s = 60,72 n = 7,89	s = 61,64 n = 7,11	s = 61,99 n = 7,82	s = 57,76 n = 7,22	s = 54,52 n = 8,00
	A = 9,04 a = 8,27	A = 7,88 a = 5,00	A = 8,64 a = 6,94	A = 8,18 a = 6,66	A = 6,56 a = 4,44	A = 5,17 a = 3,04
	C = 3,41 c = 3,12	C = 4,33 c = 3,28	C = 4,42 c = 3,56	C = 4,97 c = 4,04	C = 5,30 c = 3,62	C = 5,58 c = 3,28
	F = 9,41 f = 8,61	F = 14,13 f = 10,82	F = 11,78 f = 9,50	F = 11,42 f = 9,30	F = 17,67 f = 11,94	F = 23,24 f = 13,68
Vergleichsanalysen- typen nach O _{SANN} .						
	Kolmer Scheibe:					
	s = 61,9 n = 6,3					
	A = 7,86 a = 6					
	C = 4,14 c = 3					
	F = 13,80 f = 11					
	Chajorra Basanit					
	s = 56,7 n = 8,5					
	A = 6,19 a = 3,5					
	C = 4,53 c = 3					
	F = 21,85 f = 13,55					

Analysentafel der Ergußgesteine Madeiras
nach Molekularproportionen und Molekularprozenten nebst den Osannschen Konstanten.

	g) Serrado 6 Spez. Gew. 2,809	h) Serrado 12 Spez. Gew. 2,939	i) Punta Delgado (Essexitmelaphyr) Spez. Gew. 3,034	k) Lombo grande Spez. Gew. 2,931	l) Rib. de Massapez (Essexitporphyr) Spez. Gew. 3,006
SiO ₂	76,80	55,47	74,17	74,00	73,08
TiO ₂	3,41	2,46	2,56	3,46	3,16
Al ₂ O ₃	17,05	12,31	13,58	15,10	12,69
Fe ₂ O ₃	6,84	4,94	2,17	3,25	1,69
FeO	3,56	2,57	12,53	10,85	14,60
CaO	15,84	11,44	17,96	17,71	16,95
MgO	6,65	4,80	27,50	18,07	29,75
K ₂ O	1,47	1,06	0,98	1,26	1,13
Na ₂ O	6,00	4,33	4,35	4,56	3,90
H ₂ O	13,17	—	3,94	11,94	9,39
S	0,07	0,05	0,25	0,15	0,15
P ₂ O ₅	0,75	0,53	0,59	0,54	0,43
	151,61	—	160,58	160,89	166,92
	s = 57,93 n = 8,03	s = 52,75 n = 8,05	s = 48,85 n = 8,17	s = 52,03 n = 7,85	s = 48,39 n = 7,74
	A = 5,39 a = 3,78	A = 5,13 a = 2,88	A = 3,38 a = 1,62	A = 3,90 a = 2,15	A = 3,19 a = 1,48
	C = 6,92 c = 4,83	C = 5,58 c = 3,13	C = 5,28 c = 2,54	C = 6,23 c = 3,44	C = 4,86 c = 2,26
	F = 16,34 f = 11,39	F = 24,91 f = 13,99	F = 32,85 f = 15,84	F = 27,03 f = 14,41	F = 35,00 f = 16,26
	„Andesitbasalt“ Shasto Co.	Dobranka Nephelin- tephrit	Nephelinbasanit der Stellerskuppe	Nephelinbasanit Sebbel	
	s = 58,79 n = 9	s = 52,6 n = 6,3	s = 46,76 n = 7,3	s = 52,33 n = 6,8	
	A = 4,88 a = 3,5	A = 5,5 a = 3	A = 4,19 a = 2	A = 4,99 a = 2,5	
	C = 7,01 c = 4,5	C = 6,55 c = 4	C = 5,23 c = 2,5	C = 5,34 c = 3,00	
	F = 17,4 f = 12	F = 22,39 f = 13	F = 34,19 f = 15,5	F = 27,01 f = 14,5	

	m) Rabçal Spez. Gew. 3,022	n) Rib. frio (schwarz) Spez. Gew. 2,997	o) Bocca dos Corregos Spez. Gew. 3,027	p) Gran Curral Spez. Gew. 3,033	q) Chapanna Spez. Gew. 2,967
SiO ₂	72,98	72,17	71,18	70,67	70,65
TiO ₂	3,52	3,54	4,22	4,60	3,26
Al ₂ O ₃	13,46	13,79	14,33	13,91	15,46
Fe ₂ O ₃	2,11	3,46	1,95	3,84	3,68
FeO	14,17	9,96	12,97	10,68	12,03
CaO	18,82	19,41	19,07	19,79	16,79
MgO	23,65	24,05	22,27	22,55	18,60
K ₂ O	1,33	1,19	1,65	1,52	1,32
Na ₂ O	4,37	3,89	5,02	4,03	3,31
H ₂ O	9,22	14,00	8,61	7,61	19,72
S	0,12	0,31	0,27	0,21	—
P ₂ O ₅	0,47	0,46	0,53	0,47	0,55
	164,22	166,23	162,07	159,88	165,37
	s = 49,35 n = 7,55 A = 3,68 a = 1,78 C = 5,00 c = 2,42 F = 32,68 f = 15,80	s = 49,72 n = 7,88 A = 3,30 a = 1,64 C = 5,72 c = 2,82 F = 31,41 f = 15,54	s = 49,05 n = 7,53 A = 4,25 a = 2,10 C = 5,08 c = 2,50 F = 31,11 f = 15,38	s = 48,70 n = 7,24 A = 3,63 a = 1,84 C = 5,50 c = 2,75 F = 30,79 f = 15,41	s = 50,75 n = 7,16 A = 3,17 a = 1,67 C = 7,44 c = 3,13 F = 27,39 f = 15,20
	Römbild Nephelinbasanit s = 51,15 n = 7,3 A = 4,33 a = 2 C = 4,15 c = 2 F = 31,63 f = 16	Stellerskuppe Nephelinbasanit s = 46,76 n = 7,3 A = 4,19 a = 2 C = 5,23 c = 2,5 F = 34,19 f = 15,5	Rossherg Nephelinbasalit s = 45 n = 6,9 A = 4,33 a = 2 C = 5,09 c = 2 F = 35,56 f = 16	Nephelinbasanit Stellerskuppe s = 46,76 n = 7,3 A = 4,19 a = 2 C = 5,23 c = 2,5 F = 34,19 f = 15,5	

Analysestafel der Ergußgesteine Madeiras
nach Molekularproportionen und Molekularprozenten nebst den Osannschen Konstanten.

	r) Canical Spez. Gew. 3,098		s) Canical Spez. Gew. 3,010		t) Serrado 1 Spez. Gew. 2,902		u) Serrado 2 Spez. Gew. 3,079		v) Calheta Spez. Gew. 3,043	
SiO ₃	70,62	47,08	70,32	46,31	69,93	47,77	69,53	43,87	69,05	45,21
TiO ₂	4,01	2,67	3,94	2,59	2,70	1,84	4,26	2,75	3,34	2,11
Al ₂ O ₃	13,03	8,68	13,53	8,89	15,54	10,62	11,25	7,10	12,92	8,44
Fe ₂ O ₃	2,37	1,581	3,45	2,26	4,74	3,24	2,52	1,57	4,34	2,83
FcO	6,40	4,27	12,32	8,09	10,06	6,87	14,69	9,14	10,51	6,63
CaO	19,95	13,30	20,34	13,36	17,04	11,64	19,32	12,20	19,18	12,54
MgO	26,90	17,93	21,37	14,04	21,12	14,43	31,37	19,75	29,77	19,40
K ₂ O	1,24	0,83	1,29	0,85	1,24	0,80	1,30	0,82	0,99	0,64
Na ₂ O	4,74	3,16	4,03	2,65	3,31	2,26	3,68	2,32	2,58	1,69
H ₂ O	3,11	—	10,61	—	17,06	—	6,17	—	11,94	—
S	0,27	0,18	0,32	0,22	0,06	0,04	0,12	0,08	0,15	0,10
P ₂ O ₅	0,40	0,37	0,51	0,34	0,62	0,47	0,46	0,31	0,46	0,31
	153,04	—	162,03	—	163,42	—	164,67	—	164,87	—
Hundskopf										
Nephelinbasanit										
s	49,75	n = 7,92	s = 48,90	n = 7,57	s = 49,61	n = 7,38	s = 46,62	n = 7,39	s = 47,32	n = 7,29
A	3,99	a = 1,94	A = 3,50	a = 1,75	A = 3,06	a = 1,57	A = 3,14	a = 1,38	A = 2,33	a = 1,07
C	4,69	c = 2,29	C = 5,39	c = 2,68	C = 7,56	c = 3,88	C = 3,96	c = 1,73	C = 6,11	c = 2,81
F	32,23	f = 15,77	F = 31,23	f = 15,57	F = 28,29	f = 14,55	F = 38,56	f = 16,89	F = 35,01	f = 16,12
Nephelinbasanit von Ciruela										
s	50,77	n = 7,8	s = 49,3	n = 7,8	s = 49,3	n = 7,8	s = 45,17	n = 8,8	s = 45,17	n = 8,8
A	4,52	a = 2	A = 4,52	a = 2	A = 2,89	a = 1,5	A = 3,43	a = 1,5	A = 3,43	a = 1,5
C	3,69	c = 2	C = 3,69	c = 2	C = 8,55	c = 4,5	C = 4,04	c = 1,5	C = 4,04	c = 1,5
F	32,49	f = 16	F = 32,49	f = 16	F = 26,36	f = 14	F = 39,46	f = 16	F = 39,46	f = 16
Tetschen										
Plagioklasbasalt										
s	46,81	n = 7,5	s = 46,81	n = 7,5	s = 46,81	n = 7,5	s = 46,81	n = 7,5	s = 46,81	n = 7,5
A	3,94	a = 2	A = 3,94	a = 2	A = 3,84	a = 1,5	A = 3,84	a = 1,5	A = 3,84	a = 1,5
C	4,98	c = 2	C = 4,98	c = 2	C = 3,80	c = 1,5	C = 3,80	c = 1,5	C = 3,80	c = 1,5
F	34,93	f = 16	F = 34,93	f = 16	F = 39,35	f = 17	F = 39,35	f = 17	F = 39,35	f = 17

Bemerkungen zu den Analysentafeln nach Molekularprozenten.

Bei der Umrechnung auf Molekularprozente sind außer dem Wasser bei den Gesteinen, die nicht ganz frisch waren, auch die Zersetzungsprodukte SO_3 und CO_2 bei der Berechnung einfach fortgelassen, da sie in den ursprünglichen Gesteinen sicher nicht vorhanden waren, sondern erst durch die Zersetzung von Schwefelkies und durch die Atmosphärien hineingekommen sind, und da die Metalloxyde, die an diese beiden Säuren gebunden sind, sicher nicht von außen zugeführt sind, sondern aus dem Gestein selbst stammen.

Es ist ja natürlich sehr mißlich, solche unfrischen Gesteine auf die OSANNSchen Konstanten umzurechnen, da aber die bei der Zersetzung der Gesteine entstandene Kieselsäure wahrscheinlich ebenso in dem Gestein geblieben ist und in den Zersetzungsprodukten steckt, wie die an SO_3 und CO_2 gebundenen Oxyde, so ist der Fehler wahrscheinlich am geringsten, wenn man die zugeführten CO_2 und SO_3 einfach vernachlässigt.

Die ausgerückte Zahl in der Kolumne der Molekularprozente ist der für die OSANNSchen Konstanten auf FeO umgerechnete Gesamteisengehalt.

Bemerkt muß noch werden, daß der bei einer ganzen Anzahl Gesteine vorhandene relativ bis absolut hohe Wassergehalt, nach dem Befunde der Schliffe nicht auf beginnender Zersetzung beruhen kann, sondern den ganz frischen Gesteinen eigentümlich sein muß; nur bei verhältnismäßig wenigen (grauen) Gesteinen ist er wohl zum erheblicheren Teile auf Rechnung beginnender Zersetzung zu stellen.

Betrachten wir nun diese auf die OSANNSchen Konstanten umgerechneten Analysenergebnisse und ihre Orte im Projektionsdreieck, so ist zunächst auffallend, — wie z. T. schon früher angeführt — daß sowohl die Tiefengesteine wie die Ergußgesteine keine einheitliche Stellung darin einnehmen, sondern z. T. auf die AF-Seite, die Seite der Alkaligesteine, z. T. auf die CF-Seite, den Ort der Kalkalkaligesteine, fallen; nur die Ganggesteine liegen ganz ausgesprochen auf der AF-Seite. (Vergl. Seite 416.)

Während aber die Tiefengesteine noch zu gleichen Teilen auf die beiden Seiten des Dreiecks verteilt sind, wobei zu bemerken ist, daß von beiden Hauptfundstellen Soca und Ribeira das Voltas je eine Analyse auf die AF-Seite, die andere auf die CF-Seite fällt, liegen von den Ergußgesteinen schon 12 ganz ausgesprochen auf der CF-Seite, 4 ziemlich auf der Mittellinie,

aber schon nach der CF-Seite herausgerückt, und nur 5 auf der AF-Seite, der Stelle der Trachydolerite.

Wenn man nun die alten kieselsäurereicheren, aber unvollkommenen, ungenauen und nicht gut berechenbaren Analysen von COCHUS (Seite 451) ebenfalls als für die AF-Seite hinzu-

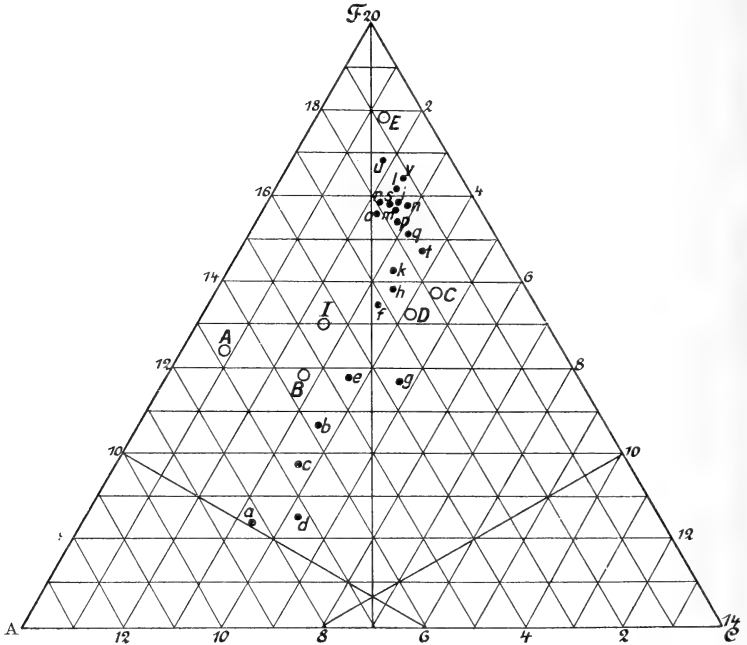


Fig. 23.

Projektion der Tiefen- und Ergußgesteine Madeiras.

○ A—E u. I Tiefengesteine, • a—u Ergußgesteine.

(Der nicht für die Projektion nötige untere Teil des Dreiecks ist aus Raumgründen fortgelassen! Die Projektionen von C und d sind durch ein Versehen beim Umzeichnen um je einen Strich verschoben.)

rechnet, so bleibt doch immer noch die Tatsache bestehen, daß bei weitem die Mehrzahl der Analysen ihren Ort nicht an der Stelle der typischen Trachydolerite, sondern mehr an der Stelle von Kalkalkaligesteinen hat, wo sonst schon Basalttypen stehen.

Daß die auf verschiedenen Seiten des Projektionsdreiecks liegenden Tiefengesteinsanalysen von der Soca und Ribeira das Voltas aus je einem, anscheinend völlig einheitlichen Gesteinskörper stammen, erscheint, wie schon früher erwähnt, ebenso

sicher wie die Tatsache, daß alle Tiefengesteine und Ergußgesteine geologisch zusammengehören und einen geologisch untrennbaren, einheitlichen Komplex bilden, der weder im Raum noch in der Zeitfolge einen trennenden Schnitt erkennen läßt.

Unter diejenigen Typen, für die ich in der mir bekannten Literatur vergleichbare Angaben finden konnte, habe ich diese heruntergesetzt; man ersieht daraus, daß eine ganze Anzahl dieser Madeirensen Ergußgesteine mehr oder minder gut mit OSANNSchen Typen übereinstimmt, aber nicht nur mit Trachydoleriten, Nephelinbasalten und Basaniten, Nephelintephriten, sondern auch mit einzelnen Plagioklasbasalten.

Für einige Analysen (v, q, l, c, d) ist es mir aber überhaupt nicht gelungen, vergleichbare Typen zu finden; bei einigen anderen (s, t, m, f) sind die Vergleiche auch nur sehr bedingt anwendbar, und diese überhaupt nicht oder nur schwer vergleichbaren sind (mit Ausnahme von c und d) eben alles solche, die sich durch einen abnorm geringen Alkali- und sehr hohen Kalkgehalt auszeichnen.

Die Analysen bilden aber chemisch so offensichtlich eine fortlaufende einheitliche Reihe, daß danach irgendeine grundlegende Unterscheidung, Trennung und Scheidung wie Alkaligesteine und Kalkalkaligesteine in dieser Reihe ebensowenig stattfinden kann, wie nach der geologischen Untersuchung an Ort und Stelle eine Scheidung zwischen grundsätzlich verschiedenen Gesteinen zu finden ist. Die mikroskopisch-petrographische Untersuchung (z. T. schon von Herrn FINCKH) hat bei vielen, bzw. der ganz überwiegenden Mehrzahl der Gesteine, den Mineralbestand ergeben, der für Produkte essexitischer Magmen — also für ganz typische Alkaligesteine — für charakteristisch angesehen wird, nämlich die Führung von alkalihaltigen Amphibolen und Barkewikiten, und — wie ich dann selbst festgestellt habe — auch von alkalihaltigen Pyroxenen (vergl. auch besonders noch die späteren Beschreibungen von Gesteinen des geologisch zu Madeira gehörigen Porto Santo!), von Nephelin, von Tintanaugiten und von Rhönit, und bei der geringen Anzahl Gesteine, in denen nicht wenigstens eins dieser Mineralien nachgewiesen ist — titanhaltige Augite sind wohl überall vorhanden — fragt es sich noch, ob das nicht an Zufälligkeiten des betreffenden Schiffs liegt, was meines Erachtens besonders vom Nephelin gilt. Wenn trotzdem bei einer so erheblichen Anzahl der Analysen der Projektionsort aus dem Gebiet der typischen Alkaligesteine herausfällt, was bei den bisher publizierten Gesteinen der essexitischen Magmen nur in ganz geringem Maße der Fall war (vergl. ROSENBUSCH: Elemente, IV, Seite 238 und 442),

so ist das ein schlagender Beweis dafür, was schon ROSENBUSCH hervorgehoben hat (a. a. S. Seite 441), „daß die chemische Zusammensetzung der Gesteine nicht in allen Fällen ein zuverlässiges Unterscheidungsmerkmal bietet“, bzw. dafür, daß die jetzige Interpretation und Darstellung der Analysenergebnisse nicht in allen Fällen die Verwandtschaftsverhältnisse richtig zur Darstellung bringt, oder aber dafür, daß die scharfe Trennung und grundsätzliche Unterscheidung in Alkali- und Kalkalkali-, in alkaline und subalkaline Gesteine, die doch nun einmal eine chemische Unterscheidung ist, eben nicht überall durchzuführen ist, daß es Gebiete und Gesteinsserien gibt, in denen diese beiden Reihen ineinander verlaufen, deren Gesteine nicht chemisch sondern nur nach ihrem Mineralbestand und nach ihrem geologischen Verband in eine der beiden großen Sippen einzuordnen sind, die im allgemeinen eine so grundsätzlich verschiedene Verteilung auf der Erde erkennen lassen, was ja schon BECKE¹⁾ seit langem mit überzeugenden Gründen verfochten hat.

Wenn man nach BECKE (a. a. O. Seite 229—230 und 242) nicht den größeren oder geringeren Gehalt an Alkalien, sondern den an rhombischen Pyroxenen einerseits, an Alkalipyroxenen, Titanaugiten und Nephelin andererseits als das wesentliche Kriterium für die Unterscheidung der beiden großen Gesteins Sippen betrachtet, so kann es nicht dem geringsten Zweifel unterliegen, daß wir es auf Madeira mit einer Gesteinsserie der rein atlantischen Serie zu tun haben. Die minimale Ausnahme der Olivinfelsbomben mit rhombischen Pyroxenen soll noch später diskutiert werden.

Daß die auf Madeira auftretenden Tiefengesteine nach Mineralbestand und Struktur Essexite sind, bzw. auch in ihren am meisten basischen Ausbildungsformen mit typischen Essexiten aufs innigste zusammengehören und geologisch von diesen nicht zu trennen sind, ist schon mehrfach betont und auseinander gesetzt — wie man diese basischen und ultrabasischen Differentiationsprodukte des Essexitmagmas nennen will, ist ein Ding für sich und ändert nichts an der Sache, daß typische und echte Essexite das charakteristische und wesentliche sind! —

Ähnlich liegt die Sache mit den Ergußgesteinen. Daß die überwiegende Anzahl derselben nach äußerem Aussehen und Mineralbestand echte Trachydolerite sind, ist nach den früher

¹⁾ BECKE: Die Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Anden. Tschermarks mineral-petrogr. Mitt., 1903, 22. Band, Seite 209 ff.

gegebenen Beschreibungen und den Ausführungen über die charakteristischen Amphibol-, Augit- und Nephelin-Mineralien sicher; trotzdem liegen die Analysenorte zum erheblicheren Teil auf der CF-Seite, wo sonst die Stelle der Basalte ist.

Aber auch bei den von ROSENBUSCH mitgeteilten Beispielen von Trachydoleritanalysen liegen in bezug auf den sehr geringen Alkaliengehalt eine kleine Zahl außerhalb der chemischen Grenzen, die ROSENBUSCH selbst für die Trachydolerite annimmt (Analysen 48, 50, 52, 53), und fallen schon auf die Basaltseite bzw. in die Mitte des Projektionsdreiecks, während von den analysierten Madeiragesteinen gerade die mit dem geringsten Alkaligehalt größtenteils wegen ihres so abweichenden Aussehens und ihres Mineralbestandes meines Erachtens nicht zu den Basalten gerechnet werden können.

Die grauen Trachydolerite von Calheta, Serrado 1 und Serrado 6, von der Chapanna (Analysen v, t, q, g), die Essexit-melaphyre und Essexitporphyrite, die gefleckten Gesteine vom Typus der Analyse m (Rabaçal) sind ganz gewiß keine Basalte oder zu den Basalten gehörige Gesteine, trotzdem ihre Analysenorte sehr viel näher den Stellen typischer Basalte, ja direkt am Analysenort von „Basalten“ stehen; das ist nach äußerer Erscheinung und Mineralbestand evident und bedarf weiter keiner Erörterung; auch die vorhandenen chemischen Vergleichstypen sind z. T. schon von ROSENBUSCH als trachydoleritische Gesteine erkannt worden.

Daß die schön plattigen und klingenden Gesteine vom Typus der Analysen u und o, und die Gesteine, die den mehr oder minder deutlichen Seidenschimmer auf den Bruchflächen zeigen und die ganz helle Verwitterungsrinde aufweisen, nicht zu den echten Basalten gehören, ist mir — auch schon nach dem Nephelingegehalt — ebenso einleuchtend.

Höchstens könnte man die Frage erörtern, ob man die schwarzen oder ganz dunklen, feinkörnigen, mehr oder minder reichlich olivinhaltigen Gesteine vom Typus der Analysen n und h nicht als Basalte bezeichnen könnte, aber gerade diese enthalten in einzelnen Schlfen Rhönit und, wenn auch wenig, Nephelin. Der Nephelingegehalt dieser Gesteine ist oft so gering und so schwer festzustellen, daß auch Herr FINCKH ziemlich oft die Diagnose nur mit einem (?) hingeschrieben hat, und die Gesteine der Analysen o und n will Herr FINCKH neuerdings auch als Basalte auffassen — auf Grund welcher Erwägungen ist mir nicht bekannt, wahrscheinlich aber wegen dieses nur minimalen oft nur unsicher nachzuweisenden Nephelingegehalts. Unter den nicht analysierten und nicht genauer beschriebenen Typen

sind einige, die Herr FINCKH ohne weiteren Zusatz als Feldspatbasalt bzw. Essexitbasalt bezeichnet hat; aber besonders bei den letzteren kann ich irgendeinen durchgreifenden Strukturunterschied oder einen solchen im Mineralbestand gegenüber sicheren Trachydoleriten nicht finden, ebenfalls abgesehen von dem schwer oder garnicht zu findenden Nephelin und dem auffallend reichlichen Magnetitgehalt bei oft sehr schlackig poröser Struktur; jedenfalls liegen alle diese Gesteine in Schichtverband bzw. in Wechsellagerung mit sicheren Trachydoleriten und ich bin garnicht sicher, ob das Fehlen des Nephelins in einzelnen Schliffen nicht nur ein zufälliges ist.

Sieht man den geologischen Verband mit Trachydoleriten und den Ganggesteinen der Alkalimagmen als sicheres Kriterium dafür an, daß ein basaltähnliches Gestein nicht zu den echten Basalten zu rechnen ist, so ist keines der Madeiragesteine als Basalt anzusprechen.

Von den basischen, dunklen Ergußgesteinen des böhmischen Mittelgebirges, die ebenfalls zusammen mit trachydoleritischen Gesteinen und mit Essexiten vorkommen, und die von HIBSCH¹⁾ ohne weiteres als Feldspatbasalte bezeichnet werden, unterscheiden sich diese dunklen basaltähnlichsten Gesteine Madeiras bei annähernd gleichem Kieselsäure- und Kalkgehalt hauptsächlich durch den 2 bis 3 Proz. geringeren Gehalt an Ton-erde und Alkalien, sowie durch einen entsprechend höheren Magnesiagehalt. Die Schliffe habe ich leider bisher nicht Gelegenheit gehabt zu vergleichen.

Von den durch Herrn FINCKH als „den Limburgiten nahestehend“ bezeichneten Gesteinen liegen nur die beiden Analysen r und s vor — sie enthalten übrigens garnicht so wenig Feldspat — und worauf Herr FINCKH zum Schluß bei dieser Diagnose besonderen Wert gelegt hat, nachdem er diese Gesteine früher ebenfalls als Trachydolerite bezeichnet hatte (Lit. Nr. 17, S. 228), vermag ich nicht zu sagen.

Von einer ganzen Anzahl äußerlich sehr basaltähnlich aussehender Gesteine liegen bisher noch nicht einmal Schliffe vor. Nehmen wir aber selbst an, daß die wenigen Gesteine, in deren Schliffen kein Nephelin oder sonstige typische Trachydolerit-mineralien gefunden sind, wirklich nichts derartiges enthalten, so sind diese doch gegenüber den Gesteinen, die wegen Mineralbestand und äußeren Aussehens ganz sicher keine Basalte sind, ganz unvergleichlich in der Minderzahl.

¹⁾ J. E. HIBSCH: Geologischer Aufbau des böhmischen Mittelgebirges. Führer zum intern. Geologenkongreß, Wien 1903, II, Seite 37.

Daß auf Madeira aber doch Gesteine vorkommen, die typischen Basalten zum mindesten sehr nahestehen und die ich nicht davon unterscheiden kann, während sie von den trachydoleritischen Gesteinen deutlich unterschieden sind, zeigen meines Erachtens hinreichend deutlich die Beschreibungen der Basaltbomben, die bei Porto Moniz zusammen mit den Olivinfelsbomben auftreten und den z. T. sehr reichlichen Glasgehalt zeigen. Von diesen sowie von den sonstigen basaltähnlichen Gesteinen liegen aber keine Analysen vor, und in der Beurteilung der Schiffe und Strukturverhältnisse habe ich nicht genügende Übung und Erfahrung, um in petrographisch-mineralogischer Hinsicht meine Meinung zu äußern über eine Frage, deren Lösung ein Meister wie ROSENBUSCH¹⁾ als die zurzeit wohl wichtigste Aufgabe in der Erforschung der Eruptivgesteine bezeichnet.

In diesem Zusammenhang möchte ich nochmals besonders auf die zahlreichen Beispiele für resorbierte barkewittische Hornblenden hinweisen, an denen man diesen Resorptionsprozeß in allen Stadien verfolgen kann, von Amphibolen, die nur am Rande angefressen, zu solchen, die schon mit einer dicken Magnetitstaubwolke erfüllt bzw. mit einer solchen umgeben sind, zu einem weiteren Stadium, bei dem man innerhalb der Magnetitstaubwolke nur noch minimale Reste des ursprünglichen Amphibols erkennt, bis dann reine Magnetitwolken mit mehr oder minder verfließenden Grenzen und immer größerer Durchsichtigkeit daraus werden, bei deren letzten Stadien man ohne Kenntnis der übrigen Zwischenglieder nie auf den Gedanken kommen würde, daß an Stelle dieser formlosen, lichten Wolke einmal ein Amphibol im Gestein gesessen hat; die also beweisen, daß sicher im Gestein vorhanden gewesene Beweise für die Trachydoleritnatur des Gesteins unter Umständen völlig verschwinden können.

Es erscheint mir nach allen diesen Ausführungen erwiesen, daß Madeira ein Gebiet ist, dessen Gesteine, wenn auch sicher zur atlantischen Sippe — zur foyaitisch-thermalitischen Reihe — gehörig, sich doch nicht restlos und ohne großen Zwang als „Alkali“gesteine bezeichnen lassen, ähnlich wie es das böhmische Mittelgebirge ist (BECKE a. a. O.), ein Gebiet, in dem zwar typische und unbezweifelbare Alkaligesteine auftreten, daneben und vorwiegend aber auch solche, die nicht nur deutliche Übergänge und Zwischenglieder zu sehr kalkreichen Gesteinen

¹⁾ ROSENBUSCH: Mikrosk. Physiographie der massigen Gesteine. 1908, II, Seite 1159.

bilden, sondern zum erheblichen Teil viel alkaliärmer und kalkreicher sind als typische Kalkalkaligesteine.

Eine völlige Ausnahme machen aber die in jeder Beziehung aus dem Rahmen der andern Gesteine herausfallenden Olivinbomben, mit ihrem minimalen Tonerde-(und Kalk-!)gehalt, der (molekularprozentisch) kleiner ist als der auch schon minimale Alkaligehalt, und mit dem Gehalt an rhombischen Pyroxenen. Es ist dies, wie schon erwähnt, das einzige Gestein Madeiras in dem rhombische Pyroxenen nachgewiesen sind, das also nicht bloß chemisch aus der Reihe der „Alkaligesteine“, aus der atlantischen Sippe, herausfällt (vergl. BECKE a. a. O. Seite 229) und das sicher doch zu den übrigen Gesteinen dazu gehört, das also beweist, daß unter besonderen Bedingungen sich mitten in einer „Alkaligesteinsprovinz“, mitten im Gebiet der ganz sichern atlantischen Gesteine, auch Gesteine mit diesen

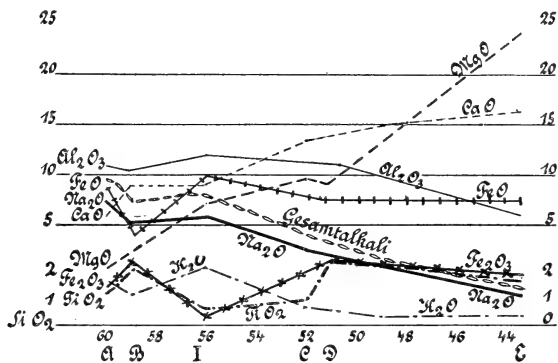


Fig. 24.

Variationsdiagramm der Tiefengesteine Madeiras nach Molekularprozenten.

Mineralien bilden können, die sonst nur in den Gesteinen der Kalkalkalireihe, der pacifischen Sippe, gefunden werden, daß also auch in mineralogischer Hinsicht der Schnitt zwischen den beiden Sippen nicht völlig scharf und trennend ist und auch hierin Übergänge sich finden.

Zeichnet man von den Analysenergebnissen die Variationsdiagramme (nach wasserfreien Molekularprozenten) mit den SiO_2 Prozentsen als Abscissen und den andern Elementen als Ordinaten¹⁾, so tritt die Zusammengehörigkeit des ganzen Gesteinskomplexes und die Gesetzmäßigkeit in den Beziehungen

¹⁾ A. HARKER: The natural history of igneous rocks, London 1909, Seite 118 ff. und IDDIGS: Bull. phil. soc. Washington 1892, Seite 89 ff.

und Verhältnissen der einzelnen Elemente darin aufs deutlichste in die Erscheinung.

Bei den Tiefengesteinen, bei denen nur ziemlich wenige Analysen vorliegen, sind die Verhältnisse am übersichtlichsten. Alkalien, Tonerde und merkwürdigerweise auch das Eisenoxydul ändern sich in völlig analoger Weise, das Eisenoxydul allerdings in viel schärferer, extremerer Kurve; Kalk, Magnesia und Titansäure ändern sich in umgekehrter Weise wie die Alkalien, Tonerde und Eisenoxydul, die Magnesia ebenfalls in sehr viel steilerem Aufstieg als der Kalk. Die Eisenoxydkurve verläuft in eigentümlich komplementärer Weise zu der Oxydulkurve; analog mit ihr verläuft die Titansäurekurve; die Gesetzmäßigkeit im Abfall der Gesamtalkalien mit dem der Kieselsäure ist in die Augen springend, ebenso wie die genau umgekehrte Änderung im Verhalten der Alkalien und der alkalischen Erden zueinander.

Bei den sehr viel zahlreicheren Ergußgesteinen sind die Verhältnisse nicht ganz so einfach und nicht so ohne weiteres zu übersehen. Daß im großen ganzen die Alkalien und die Tonerde in gleichem Maße abfallen wie die Kieselsäure, ist nicht zu verkennen, wenn auch bei 4 Gesteinen [Rib. de Massapez (b), Rabaçal (m), Caniçal (s) und Serrado II (u)] ein z. T. sehr plötzliches Ansteigen der Alkalien mit fallendem Kieselsäuregehalt stattfindet, dem allerdings nur in 2 Fällen (m und s) auch ein Ansteigen der Tonerde entspricht, während bei b und u ein ebenso plötzliches und schwer erklärliches Abfallen der Tonerde bei steigendem Alkaligehalt eintritt, dem allerdings ein ebenso rapides Ansteigen des CaO-Gehaltes bei b entspricht. Umgekehrt tritt bei g ein ganz rapides Fallen der Alkalien (sowie von MgO und FeO) ein, dem ein ebenso rapides und schwer erklärliches Ansteigen der Thonerde (sowie von Kalk und Eisenoxyd) entspricht. Daß Kalk, Magnesia und z. T. auch das Eisenoxydul im großen ganzen betrachtet sich im umgekehrten Sinne ändern wie die Alkalien und die Tonerde ist ebenso unverkennbar¹⁾, ebenso daß diese Kurven von MgO, CaO und FeO viel schärfer geknickt sind als die der andern Basen. Auch bei den Ergußgesteinen verlaufen die Kurven von Fe_2O_3 und FeO komplementär zueinander.

Sehr auffällig tritt auch der größtenteils komplementäre („antipathetische“) Verlauf der Kurven von CaO und MgO hierbei in die Erscheinung, trotzdem beide — im großen und ganzen betrachtet — sich umgekehrt ändern wie die Tonerde.

¹⁾ LACROIX: a. a. O. Seite 120.

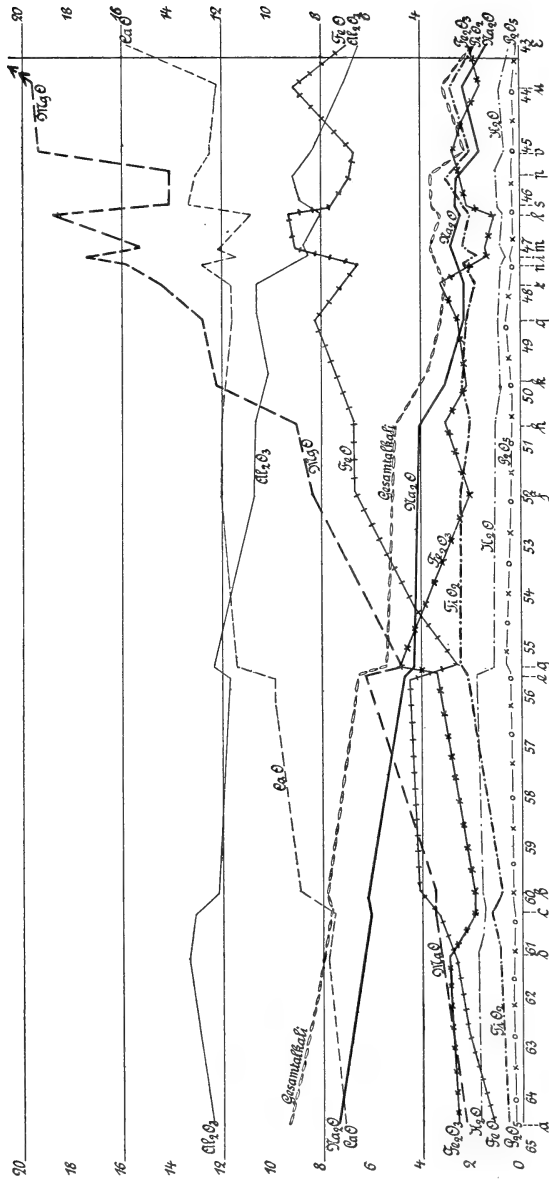


Fig. 25.

Variationsdiagramm der Ergußgesteine Madeiras a—u (und des Madeirits E)
nach Molekularprozenten.

Die Ursachen bzw. den mineralogischen Ausdruck für einige besonders extreme und ganz aus der allgemeinen Richtung herausfallende Knicke in den Kurven der Tonerde, Magnesia, des Kalks und der Eisenverbindungen zu finden, muß späterer genauere mikroskopischer Untersuchung der betreffenden Gesteine vorbehalten bleiben.

Nur an einer Stelle (zwischen n und i) verlaufen die Kurven von Kali und Natron nicht parallel, sondern machen entgegengesetzte Ausbiegungen.

Die auffallendsten Knicke in den Kurven liegen unverkennbar ganz auf der basischen Seite, in dem Gebiet, in dem eben der Kalk- und Magnesiagehalt besonders hoch ist und die im allgemeinen bei Alkaligesteinen vorhandenen Maße erheblich übersteigt.

Ganz zum Schluß ist an dieses Diagramm der Ergußsteine noch die Analyse des Madeirits angefügt als des extremsten Spaltungsproduktes dieses Magmas, über dessen systematische Stellung Zweifel bestehen könnten.

Es erscheint mir auch aus dieser Betrachtung der Analysen hervorzugehen, daß auf die basischen Glieder dieses sicher einheitlichen Eruptivgebietes die Bezeichnung „Alkali“-gesteine nicht ohne Einschränkung anwendbar ist, daß hier offenbar Zwischenglieder zu Kalkalkaligesteinen vorliegen, Differentiationsprodukte, die mit entsprechenden Kalkalkaligesteinen chemisch sehr große Ähnlichkeit haben, bzw. z. T. noch erheblich mehr Kalk und Magnesia enthalten als solche.

Auch die Tatsache, daß die in fast allen Alkaligesteinsgebieten auftretenden mehr sauren Gruppen der Phonolithe und hauynführenden Gesteine, die z. B. auch auf den Selvagens, den Canaren und den Cap Verden schon reichlich vertreten sind, auf Madeira völlig fehlen, läßt auf besondere Verhältnisse in der Zusammensetzung bzw. bei der Differenzierung des speisenden Magmas schließen.

Daß der ganze Gesteinskomplex Madeiras aber doch einem alkalireichen, foyaitisch-theralitischen Magma entstammt und nur auf eine ungewöhnlich hochgradige und weitgehende Differenzierung eines solchen hinweist, scheint mir nicht nur durch die intrusiven typischen Essexite und deren Ganggefolgschaft von alkalitrachytischen und gauteitartigen Gesteinen erwiesen, sondern vor allem auch durch die Tatsache, daß sehr viel später als die ganz basischen, alkaliarmen, aber kalk- und magnesiareichen analysierten Ergußgesteine der Haupteruptionsperiode der Insel wieder ganz saure und alkalireiche trachytoide Gesteine und Sodalithtrachyte im Norden der Insel, vor allem

im Boaventuratale und bei Porto da Cruz, empordrängen — ja auf dem benachbarten Porto Santo spielen diese ganz hellen, sauren, alkalireichen Gesteine sogar eine besonders hervorragende Rolle und hier finden sich auch, wie später gezeigt werden wird, sogar tinguitische, nephelinhaltige Ganggesteine von merkwürdig fettigem Glanz. Es tritt also auch hier die Tatsache hervor, auf die schon HARKER (a. a. O. Seite 103) aufmerksam gemacht hat, daß Gesteine von subalkaliner chemischer Zusammensetzung (Kalkalkaligesteine) sehr wohl gelegentlich aus einem alkalireichen (atlantischen) Magma sich differenzieren können und umgekehrt.

Hierzu wären als umgekehrte Fälle die diesbezüglichen Ausführungen von M. WEBER¹⁾, R. A. DALY²⁾ und QUENSEL³⁾ zu vergleichen, die alle drei übereinstimmend festgestellt haben, daß in Gebieten mitten im Stillen Ozean bzw. am Rande desselben, mitten zwischen ganz typischen Kalkalkaligesteinen der pacifischen Sippe plötzlich unzweifelhafte reine Alkaligesteine auftreten: Alkalitrachyte, Trachydolerite, Essexite, Keratophyre, Basanite etc., ebenso wie ja auch LACROIX⁴⁾ ganz typische Alkaligesteine, und zwar sowohl Tiefengesteine: Nephelinsyenit, Nephelinmonzonit, Nephelingabbro, Essexitgabbro, wie Ganggesteine (Tinguaite), wie alkalische Ergußgesteine zusammen mit Basalten sowie Limburgiten und Pikriten von sehr geringem Alkaligehalt und sehr hohem Kalk- und Magnesiagehalt von Tahiti beschreibt.

Diese „Basalte“, Limburgite und Pikrite, in deren Verbreitungsgebiet auf Tahiti jene Alkalitiefengesteine, Tinguaite, Camptonite, Phonolithe und Hauynophyre etc. vorkommen, werden von LACROIX kurzerhand auch als „Alkaligesteine“ bezeichnet (a. a. O. Seite 124), trotz ihres sehr geringen Gehaltes an Alkalien (3,22 bis 1,84 Proz.) und ihres sehr hohen Gehaltes an Kalk (10,14 bis 11,5 Proz.) und Magnesia (10,8 bis 23,4 Proz.), offenbar aber nur deshalb, weil sie mit jenen sicheren Alkaligesteinen zusammen vorkommen und mit dem einen Tiefengestein, dem Essexitgabbro unverkennbare chemische Beziehungen haben;

¹⁾ M. WEBER: Zur Petrographie der Samoainseln, Abh. bayr. Akad. 1909, XXIV, Nr. 2.

²⁾ DALY: Magmatic differentiation in Hawai, Journ. of Geology, XIX, Nr. 4.

³⁾ QUENSEL: Geologisch-petrographische Studien in der patagonischen Cordillere, Bull. geolog. Inst., Upsala, XI. 1911. — Die Geologie der Juan Fernandez-Inseln, ebenda XI. 1912.

⁴⁾ LACROIX: Roches alcalines de Tahiti, Bull. soc. geol. de France, 1910 X.

sie ähneln in ihrer chemischen Zusammensetzung sehr gewissen Madeiragesteinen.

Im Gegensatz zu der von DAHY auf Hawai und von QUENSEL auf der Juan Fernandez-Gruppe festgestellten „gravitative Differentiation“ mit ihrer Verteilung basischer und mehr saurer, kalkreicher und mehr alkalireicher Typen nach der absoluten Höhe des Gebirges, die auch BRAUNS (a. a. O.) im paläozoischen Lahn- und Dillgebiet wenigstens für möglich hält, muß aber nochmals betont werden, daß hier auf Madeira die verschiedenen Typen regellos in Zeit und Raum miteinander wechsellagern, und daß offenbar ganz basische, kalkreiche Gesteine wieder stellenweise und ganz offenbar als jüngste posthume Produkte der dortigen vulkanischen Tätigkeit auftreten, nachdem annähernd am Schluß der Hauptbildungszeit der Insel bzw. schon nach dem Abschlusse derselben die mächtigen kalkarmen, trachytoiden Trachydolerite und Alkalitrachyte im Norden der Insel in sehr verschiedenen Höhenlagen sich ergossen haben.

Zum Vergleich mit diesen Analysen der Madeirensen Ergußgesteine habe ich eine Anzahl Analysen von Trachydoleriten, Basaniten, Tephriten und Basalten Teneriffas beigefügt (S. 428), als dem nächsten und sehr ähnlich aufgebauten Vulkangebiet, die nach den Beschreibungen von v. FRITSCH, REISS und PREISWERK, sowie nach meiner eigenen Kenntnis der Gesteine von einem Besuch Teneriffas den Gesteinen Madeiras z. T. ganz außerordentlich ähnlich sind.

Diese Gesteine Teneriffas treten in so enger und vielfacher Verknüpfung mit echten Phonoliten, Alkalitrachyten (Sodalithtrachyt), Trachyandesiten usw. auf, daß ihre Herkunft aus einem einheitlichen foyaitisch-theralitischen Magma und ihre Zugehörigkeit zu den Alkaligesteinen, d. h. zur foyaitisch-theralitischen Reihe, in Anbetracht dessen, daß sie alle zusammen ebenfalls eine geologische Einheit bilden und chemisch sich in eine fortlaufende Reihe mit jenen Gesteinen einordnen lassen, für sehr wahrscheinlich gehalten wird (vergl. PREISWERK a. a. O. Seite 221), ja daß danach von PREISWERK bezweifelt wird, ob auf Teneriffa überhaupt Gesteine der Kalkalkalireihe vorhanden sind. Von Teneriffa selbst sind ja keine Tiefengesteine bekannt, von dem benachbarten La Palma, das denselben Bau und größtenteils dieselben Ergußgesteine aufweist, liegen die zugehörigen Tiefengesteine in Gestalt typischer Essexite vor, wie Seite 396 u. 399 dargetan ist.

Der Hauptunterschied Madeiras von Teneriffa und La Palma ist sicher der, daß auf Madeira überhaupt keine Phonolithe oder

phonolith ähnlichen¹⁾ sowie hauynführenden Gesteine vorkommen, während Trachydolerite und basanit- bzw. tephritartige Gesteine auf beiden Inseln in z. T. überraschender Übereinstimmung auftreten und ebenso die Sodalithtrachyte auf beiden Inseln vertreten sind (wenn auch auf Madeira sehr selten). Jedoch scheinen nach den v. FRITSCHSchen Analysen auf Teneriffa die Gesteine mit höheren Kieselsäuregehalten ganz wesentlich vorzuwiegen gegenüber den mehr basischen Gesteinen, während auf Madeira anscheinend das umgekehrte der Fall ist.

Auf den halbwegs zwischen Teneriffa und Madeira gelegenen Selvagensinseln treten Phonolithe und Nephelinite in ganz überwiegender Überzahl auf und basaltische und limburgitische Gesteine treten ganz zurück²⁾. Analysen von diesen Gesteinen liegen leider nicht vor.

Auf dem dann nächstgelegenen atlantischen Vulkangebiet, den Azoren, treten nach den vorhandenen Analysen und Beschreibungen sowohl Trachydolerite (olivinführende Amphibolandesite) wie „Basalte“ auf, die alle wesentlich kieselsäurereicher sind als die entsprechenden Madeiragesteine, und durch ihren meistens recht hohen Gehalt an Alkalien, sowie durch ihre Vergesellschaftung mit domitartigen Gesteinen und mit Ägirintrachyten ebenfalls ihre Beziehungen zu einem foyaitisch-theralitischen Magma verraten.

Ebenso sind von den Cap Verden in großer Verbreitung Phonolithe, Tephrite, Nephelinbasanite, Nephelinite und Leucitite, ebenso aber auch sehr olivinreiche Basalte, Feldspatbasalte und Limburgite bekannt, sowie die dazu gehörigen Tiefengesteine, Essexite, Nephelinsyenite usw., daneben auch Diorite, Hornblendegranit, Gabbros, Augitsyenite, „Diabase“, Pyroxenite und Peridotite, von welchen letzteren aber leider nur verhältnismäßig wenige moderne Beschreibungen und wenige Analysen vorliegen.

Jedenfalls geht aus diesen Angaben hervor, daß dort ganz typische Alkaligesteine, sowohl Tiefengesteine wie Ergußgesteine, in sehr großer Verbreitung vorhanden sind und, daß diese Gesteine (deren Kieselsäuregehalte ausgesprochenenmaßen erheblich geringer sind als bei den entsprechenden Gesteinen der Canaren) mit den Gesteinen Madeiras große Ähnlichkeit haben müssen³⁾.

¹⁾ Vergl. jedoch dazu die Beschreibung des stark nephelinführenden tinguaüt-ähnlichen Gesteins von Porto Santo, S. 487.

²⁾ Vergl. C. GAGEL: Beitrag zur Kenntnis der Insel Selvagem grande. N. Jahrb. f. Min., Beilagebd., 1911.

³⁾ Vergl. C. GAGEL: Die Mittelatlantischen Vulkaninseln. Handb. der regionalen Geologie, VII. 10, wo die ganze Literatur über die Cap Verden zusammengestellt ist.

Unter den basaltischen Ergußgesteinen der Inseln des Grünen Vorgebirges, die C. v. JOHN¹⁾ bekannt gemacht hat, sind einige, die nach der mineralogischen Beschreibung und den Analysen große Ähnlichkeit mit den Gesteinen Madeiras haben müssen (vgl. Analysen Seite 429). So vermute ich, daß der Seite 284 beschriebene und analysierte „Dolerit“ mit den Titanaugiten etwas sehr ähnliches wie die Essexitmelaphyre Madeiras darstellt. Der auffallend hohe Titansäuregehalt, der hohe bzw. sehr hohe Gehalt an Kalk und Magnesia und der geringe Gehalt an Alkalien, sowie der geringe Kieselsäuregehalt läßt die Analysen dieser Gesteine sehr wohl mit einigen der am meisten basischen Ergußgesteine Madeiras vergleichen. Nimmt man dazu, daß der zusammen mit diesen „Basalten“ auftretende „Diorit“ (Seite 287) schon von ROSENBUSCH als Essexit erkannt ist und nach v. JOHNS Beschreibung („körniges Gemenge von Feldspat und langen schwarzen Hornblendesäulen, „Nadeldiorit“; unter dem Mikroskop Hornblende von tiefbrauner Farbe mit starkem Pleochroismus“) sehr große Ähnlichkeit mit den amphibolreichen Essexiten La Palmas hat, daß ferner ein anderes der von DÖLTER beschriebenen Tiefengesteine von São Vicente von ROSENBUSCH (Elemente, 3. Aufl., Seite 205, Nr. 21) ebenfalls schon als Theralith erkannt ist, so ist es danach sehr wahrscheinlich, daß mindestens auf São Vicente dieselben Verhältnisse vorhanden sind wie auf Madeira, und daß diese „Dolerite“, Basalte, Limburgite und „Pyroxenite“ auch dort die kalkreichen Differentiationsprodukte essexitisch-theralitischer Magmen sind, sowie daß auch dort bei genauerer Untersuchung sich die übrigen „Diorite“, Gabbros usw. als essexitische Gesteine herausstellen werden.

Absonderungsformen der Gesteine.

Sehr in die Augen fallend sind auf Madeira die weit verbreiteten und z. T. ungemein schön ausgebildeten Absonderungsformen der Ergußgesteine, die auch schon von HARTUNG gebührend hervorgehoben sind.

Die säulenförmige Absonderung tritt sowohl bei den basaltoiden wie bei den typischen, wie bei den trachytoiden Trachydoleriten auf, in allen möglichen Dimensionen bis hinab zur griffeligstengligen Absonderung, die z. T. öfters in dünnen

¹⁾ C. v. JOHN: Chemische und petrographische Untersuchungen an Gesteinen von Angra Pequena, der Cap Verdeschen Insel, São Vicente usw. Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanstalt, Band 46, 1896, Seite 282—287.

Gängen beobachtet wurde; sie scheint aber besonders bei den dunklen Gesteinen verbreitet zu sein. An manchen Stellen sieht man sehr schön mehrere derartig säulenförmig abgesonderte Lavaströme übereinander.

Nicht selten kann man auch beobachten, daß bei sehr mächtigen Eruptivkörpern, die obere Partie säulenförmig, die untere plattig (parallel der Unterlage) abgesondert ist (was ebenfalls schon von HARTUNG angeführt ist), so besonders an der Achada und der Abelheira.

Bei Funchal an der Pontinha sieht man, wie der mächtige, unregelmäßig säulig abgesonderte Lavastrom, der auf den ganz feingeschichteten Aschen liegt, an seiner Unterkante eine ganz kompakte, zu unterst ungemein schlackige Ausbildung zeigt. (Seite 370, Fig. 7.)

Die dünnplattige Absonderung scheint sich besonders bei den dunklen olivinhaltigen und nephelinführenden Gesteinen zu finden, sowohl bei Deckengüssen wie bei Gängen (immer parallel den Begrenzungsflächen!) Wie schon früher erwähnt, zeichnen sich diese sehr dünnplattigen Gesteine oft dadurch aus, daß sie beim Anschlagen einen hellen, klingenden Ton geben. Auch diese dünnplattige Absonderung geht stellenweise in eine griffelige über, so am Serradinho, an der Rocha alta, Penha d'Agua usw.

Am Lombo grande im Norden des Gran Curral habe ich eine mächtige Lavabank mit sehr auffallender Ausbildung beobachtet; in den unteren Teilen war das fast schwarze, ziemlich feinkörnige, olivinreiche Gestein kompakt und sehr schön dünn- und ebenplattig ausgebildet, in der oberen Hälfte hatte die hier klotzige Bank Mandelsteinstruktur und zeigte in der feinkörnigen Gesteins-Masse zwischen den Zeolithmandeln die deutliche Trachydoleritfleckung.

Am Ilheo bei Porto da Cruz ist die obenaufliegende, etwa 10 m mächtige Decke von „Trachyt“ (trachydoidem Trachydolerit) (Analyse auf Seite 428) größtenteils in ganz steilstehende, O—W streichende Platten aufgelöst, die ihrerseits in lauter konzentrisch-schalig abgesonderte Kugeln zerfallen (Abbildung S. 431); sonst habe ich solche steilstehende Plattenabsonderung nur an Gängen beobachtet. (Encumeada de São Vicente, Rocha alta, Camacha, an den Rabaçalhäusern etc.)

Am auffälligsten ist mir auf Madeira aber die ungemein weit verbreitete, kugelig-schalige Absonderung erschienen, die ich in guter Ausbildung im wesentlichen, bezw. vorwiegend bei grauen, bezw. hellgrauen Deckengesteinen beobachtet habe; seltener bei dunklen Ganggesteinen.

Die einzelnen Kugeln wechseln in ihren Dimensionen von Faust- bis Kopfgröße, ja bis zu 50—60 ctm Durchmesser; HARTUNG gibt sogar 5 Fuß Durchmesser an. Die Dicke der Schalen wechselt von weniger als 1 ctm bis zu 5—6 ctm; meistens kann man auch von den ganz großen Kugeln mit ganz leichten Hammerschlägen die einzelnen Zwiebelschalen glatt herunter schlagen bis zu dem faust- bis zweifaustgroßen Kern.

Dabei sind die dünnen Schalen meistens durchgehend stark angewittert, die dickeren Schalen oft nur an den beiden Begrenzungsflächen, während sie in der Mitte noch frisch (bezw. erheblich frischer) sind. In der inneren Struktur der Gesteine scheint diese sphärisch schalige Absonderung nicht begründet

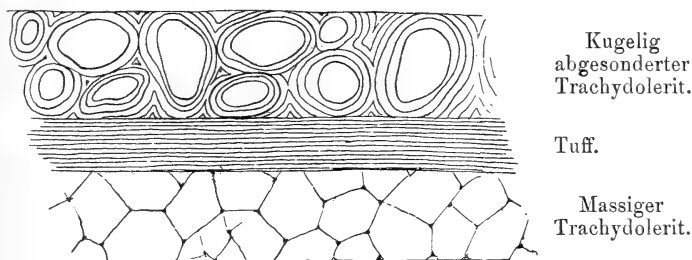


Fig. 26.
Am Poizohaus.

zu sein — in einem Falle wenigstens zeigten drei senkrecht zu einander orientierte Dünnschliffe derselben Schale keinerlei Verschiedenheit in der Anordnung der mineralogischen Bestandteile; — sie findet sich besonders oft bei den typischen Trachydoleriten, jedoch, wenn auch selten und wohl weniger schön, auch bei dunkleren, basaltähnlichen Gesteinen, die dann allerdings dabei erheblich ausbleichen und meistens nur im Kern der innersten Kugel noch die ursprünglich dunklere Farbe erkennen lassen.

Meistens scheint diese kugelig-schalige Absonderung an den Oberflächen bildenden Ergüssen vorzukommen, doch habe ich später selbst solche kugelig abgesonderten Ströme im Profil, erheblich unter der Oberfläche und unter frischen Lavadecken beobachtet, und auch HARTUNG führt derartige Beispiele an, vor allem aber auch aus einer Anzahl Gänge.

Z. T. ist die kugelig schalige Absonderung eine sehr unregelmäßige, indem die Hauptmasse der Decke aus großen bis ganz großen Kugeln besteht, deren Zwickel noch durch kleine (faustgroße) Kugeln ausgefüllt werden.

Am merkwürdigsten erschienen mir die schön schalig abgesonderten Kugeln mit den rostigen Grenzflächen der Schalen in den steilstehenden Platten der trachytoiden Trachydolerits auf dem Ilheo bei Porto du Cruz (Abbildung Seite 431).

Die kugeligschalige Absonderung des frischen Gesteins der festen, erhabenen Ringe, die die Kreise ganz zersetzten Gesteins bei Caniçal umgeben, ist von mir schon an anderer Stelle genauer beschrieben. (Geol. Beobachtungen auf Madeira. Diese Zeitschrift 1904.)

Es scheint also, als ob es sich bei all diesen merkwürdigen kugeligschaligen Absonderungen im wesentlichen um einen Zersetzungs- und Verwitterungsvorgang handelt, wenn auch der Zusammenhang noch nicht völlig aufgeklärt ist.

Vor allem ist es mir noch nicht klar, woher die Zersetzung und Verwitterung bei diesem Phänomen denn immer so sprunghaft arbeitet, da das Innere, besonders der dickeren Schalen, immer wesentlich frischer ist als die beiden Grenzflächen; warum ferner die Dimensionen der Kugeln in derselben Lavadecke oft so sehr verschieden sind, warum endlich die allerintensivst verwitterten und zersetzten Gesteine, die schon völlig kaolinisiert sind, wieder gar keine derartige Absonderung zeigen, trotzdem es nachweislich z. T. genau dieselben Trachydolerite gewesen sind wie die in geringer örtlicher Entfernung kugeligschalig zersetzten Gesteine (Calheta, Caniçal!), warum endlich diese kugeligschalige Absonderung, z. T. im Profil, unter ganz frischen Lavadecken auftritt.

Am Lombo Grande im Curral und auf der Cobrada do Porto Moniz habe ich solche sehr auffällige, kugelige Absonderung sogar in steilstehenden Gängen eines stark zersetzten roten Gesteins, bezw. eines anscheinend frischen, ganz dunklen Gesteins beobachtet!

Porto Santo.

Die Insel Porto Santo habe ich nicht selbst besucht, sondern verdanke nur der Freundlichkeit des Herrn AD. CÉSAR DE NORONHA in Funchal eine Anzahl Gesteinsproben von dort.

HARTUNG hebt hervor, daß Madeira dadurch in einem bemerkenswerten Gegensatz zu Porto Santo steht, daß auf Madeira die losen Tuffe, Aschen und Schlacken reichlich die Hälfte des am Aufbau der Insel beteiligten Materials ausmachen, auf Porto Santo dagegen mehr als $\frac{3}{4}$ der Insel zusammensetzen, ferner daß auf Porto Santo die in großer Verbreitung vorhandenen marinen Schichten zwar auch beträchtlich (etwa 300 m) hoch

gehoben, aber nur von verhältnismäßig wenig jüngeren Eruptivgesteinen, hauptsächlich von Trachyten bedeckt sind.

Endlich ergibt sich aus mehreren Stellen bei HARTUNG, daß die trachytischen Gesteine auf Porto Santo eine wesentlich größere Verbreitung haben müssen als auf Madeira.

Die von COCHUIS 1864 publizierten Analysen beweisen außerdem, daß die „Trachyte“ von Porto Santo noch erheblich saurer sind als die Madeiras; COCHUIS gibt 67—69 Proz. SiO_2 an (allerdings inklusive der nicht bestimmten Titansäure).

Die Trachyte scheinen auf Porto Santo tatsächlich die jüngsten Ergüsse zu sein; endlich hebt HARTUNG hervor, daß die Gänge trachytischer und trachydoleritischer Gesteine auf Porto Santo größtenteils besonders stark zersetzt sind, im Gegensatz zu den frischen basaltischen Gesteinsgängen.

Unter den mir von Herrn DE NORONHA übersandten Gesteinen Porto Santos herrschen nun die ganz hellen trachytoiden Trachydolerite und Trachyte durchaus vor.

Z. T. haben diese Gesteine eine ungemaine Ähnlichkeit mit den entsprechenden Gesteinen Madeiras; es kommen hier aber noch mehr fast weiße Gesteine vor, die fast nur aus Feldspäten mit kaum sichtbarer Bestäubung durch dunkle Bestandteile bestehen.

Ein Teil dieser ganz hellen trachytischen Gesteine ist auffallend dünn- und ebenplattig abgesondert, mit reichlichen Mangandendriten auf den Absonderungsflächen.

Es liegen aber auch Proben von typischen Trachydoleriten wie auf Madeira vor, und ebenfalls solche von dunklen basaltoiden Gesteinen.

Neu sind einige Handstücke besonders schöner, grobkrySTALLINER und z. T. ungewöhnlich stark miarolithischer Essexite (von Herrn Dr. FINCKH als solche bestimmt), die Herr DE NORONHA als Gerölle in der Ribeira de Cimbral gesammelt hat; sie stimmen im Aussehen und Mineralbestand völlig mit den Madeira-Essexiten überein. Wo und unter welchen Umständen das Anstehende vorhanden ist, ist nicht bekannt.

Der Essexit aus der Rib. de Zimbral zeigt, wie ich bei Durchsicht der Schliffe festgestellt habe, große schöne Titanaugite, z. T. mit Felderteilung, teilweise von zart violetter Farbe, die nach außen manchmal ganz allmählich grünlich werden, z. T. auch scharf abgesetzte Mäntel von dunkelgrünem Aegirin enthalten. Der Aegirin zeigt Pleochroismus von dunkelgrün, ja fast blaugrün, zu hellgrasgrün zu olivfarbig.

Diese Aegirinmäntel umgeben die großen Augite nicht nur außen, sondern umkleiden auch innen die Hohlräume bzw. die

zelligen Wachstumsformen dieser Augite; die Spaltrisse der Augite setzen glatt durch die grünen Ägirinmäntel durch. Z. T. sind diese Aegirine, die nur sehr geringe Auslöschungsschiefe zeigen,



Mikrophot. Prof. SCHEFFER (Zeiss Werk).

Fig. 27.

Essexit von der Ribeira de Zimbral Porto Santo (Vergr. 18).

Großenteils idiomorph begrenzte Augite mit grünen Mänteln und angesetzten Krystallen von Ägirin (A). Der Ägirin (im Bilde dunkel bis schwarz) umkleidet bei dem großen oberen Augit vor allem auch die Innenränder des so sonderbar gewachsenen hohlen Krystalls und hebt sich bei den anderen Krystallen kaum von dem Magnetit (M) ab.

Der Rest des Schliffes besteht außer einigen nicht näher bestimmbar Zersetzungsprodukten aus verschiedenen z. T. schalig gebauten Feldspäten von grobkristalliner, richtungslos körniger Struktur; außerhalb des abgebildeten Teiles des Schliffes findet sich Mikroklin mit sehr schöner Gitterstruktur, Olivin, sowie mit Ägirin regelmäßig verwachsene Amphibole.

verwachsen mit dunkelbrauner, stark pleochroitischer Hornblende.

Außerdem enthält das Gestein viel Magnetit, Apatit, Olivin etwas Biotit. Die Augite sind (in einem Schliff) z. T. in ein leuchtend rotbraunes Mineral und in Magnetit umgewandelt.

Dieses an den dünnsten Stellen des Schliffes leuchtend rotbraune, sonst völlig undurchsichtige Mineral, das größtenteils ersichtlich durch Umwandlung von großen diopsidartigen Augiten entstanden ist und z. T. noch nicht resorbierte Portionen solcher Diopside umschließt, zeigt im allgemeinen keine krystallographische Begrenzung, sondern bildet unregelmäßige Fetzen und Körner; an einzelnen Stellen bildet es aber auch isolierte ziemlich gut begrenzte Krystalle, die ich nach der geringen Auslöschungsschiefe, der Farbe der dünnsten Stellen und den charakteristischen unsymmetrischen Umrissen mit allem Vorbehalt für Rhönit halten möchte.

Sowohl diese isolierten (?) Rhönitkrystalle wie die unregelmäßigen rotbraunen Massen in der Umgebung der größtenteils resorbierten Diopside umschließen auffallend viel kleine Apatite.

Die übrigen Gesteine Porto Santos habe ich selbst und allein untersucht und bestimmt, so gut ich es nach dem mir zugänglichen Vergleichsmaterial vermochte.

Aus dem „Innern“ ohne nähere Ortsangabe stammt ein graues, porphyrisches, mittelkörniges Gestein, das aus einer ziemlich feinkörnigen grauen Grundmasse und zahlreich eingesprengten, bis 5 mm großen (z. T. schalig aufgebauten) Sanidinen und ebenso großen dünnen Amphibolsäulen besteht. Unter dem Mikroskop sieht man, daß diese Amphibole größtenteils stark resorbiert sind, unter reichlicher Magnetitneubildung, mit ganz zerfressener Begrenzung; sie sind ziemlich stark pleochroitisch hell olivfarbig zu tiefolivbraun und zeigen z. T. auch ausgezeichneten Schalenbau mit tiefer gefärbtem Kern und z. T. zonar angeordneten, kleinen, dunklen Einschlüssen. Auch einzelne Augite sind im Schliff erkennbar. Die Feldspateinsprenglinge zeigen fast alle sehr schönen Schalenbau, mit nicht grade häufigen, sehr feinen, eingeschalteten Zwillingslamellen und Gitterstruktur (Mikroklin?) und oft reichliche Einschlüsse sehr zersetzter, halbdurchsichtiger Substanz.

Das Gestein ähnelt sehr — bis auf die mehr bräunliche Farbe — einem gauteitartigen Ganggestein, das ich einst im böhmischen Mittelgebirge aus einem mächtigen Gang an der Katzenkoppe bei Gr. Priesen gesammelt habe, von dem leider aber kein Schliff vorliegt.

Ebenfalls aus dem „Innern“, aus dem „tiefliegenden Teil“ Porto Santos, stammt ein graues, etwas rauhes, feinkörniges Gestein, das eingesprengt zahlreiche zierliche, 3—5 mm lange Amphibolsäulchen enthält und unter der Lupe nur noch vereinzelte meist stark zerfressene Sanidineinsprenglinge erkennen läßt. Unter dem Mikroskop erkennt man in der sehr feinkörnigen Grundmasse mit ausgezeichnet trachytoider Struktur ebenfalls die nicht sehr stark pleochroitischen Amphibole, ganz

hellgelblich-oliv zu etwas dunkler bräunlich-oliv bzw. grünlich-oliv, öfter mit Andeutung von Schalenbau, und die ausgezeichnet schalig gebauten größeren Sanidineinsprenglinge, deren innere Kerne und Schalen völlig abgerundete Kanten und Ecken aufweisen. Z. T. enthalten diese größeren Feldspateinsprenglinge vereinzelte oder zahlreichere sehr feine Zwillinglamellen und stellenweise ziemlich reichlich Glaseinschlüsse.

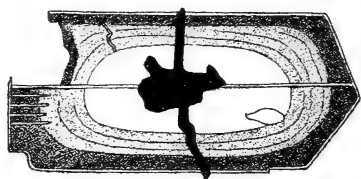


Fig. 28.

Sanidin mit Schalenbau, Zwillingslamellen und Glaseinschluß.

Ebenfalls „aus dem Innern“ der Insel stammt ein dunkelgraues, ziemlich poröses, sehr feinkörniges Gestein, das mit der Lupe nur vereinzelte, ganz kleine Einsprenglinge von Olivin und Augit erkennen läßt. Unter dem Mikroskop fand sich eine aus zahlreichen kleinen, idiomorph begrenzten, sehr zart bräunlich gefärbten Augiten, die z. T. schöne Sanduhrstruktur zeigen und aus wenigen, sehr kleinen Plagioklasen bestehende Grundmasse, die ziemlich viel kleine Magnetitkörner enthält. Die Plagioklase füllen die Räume zwischen den kleinen Augiten aus. Eingesprengt sind auch größere farblose Diopside und zahlreiche Olivine mit leuchtend orangegelbem bzw. gelbbraunem Rand (Iddingsit) und einzelne größere Magnetitkörner. Auch die ganz zart bräunlich gefärbten Augite treten z. T. in größeren Einsprenglingen auf.

Ebenfalls „aus dem Innern“ der Insel stammt ein sehr dunkles, etwas schlackiges, mittelkörniges bis ziemlich feinkörniges Gestein, das eingesprengt reichlich Olivin und größere schwarze Augite enthält.

Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein zahlreiche kleine, stark verzwilligte, schön divergentstrahlig angeordnete Plagioklasleisten, dazwischen in wirrer Anordnung reichliche, zart bräunlich gefärbte, kleine Augitsäulen und Körner, z. T. mit deutlicher Felderteilung, sowie zahlreiche, meistens etwas größere aber auch kleine Olivine, die mehr oder minder vollständig in eine leuchtend orangegelbe bis braungelbe z. T. überhaupt nicht auslöschende Substanz umgewandelt sind; woraus dieses orange-

farbige nicht auslöschende Aggregat bestehen kann, darüber bin ich nicht ganz ins klare gekommen; wahrscheinlich ist es Iddingsit mit eigenartiger Aggregatpolarisation.

Von der Serra da Feteira stammt ein trachytartiges, etwas rauh poröses, sehr helles, fast reinweißes, ausgezeichnet plattiges Gestein mit schönen Mangandendriten auf den plattigen Spaltflächen und Spaltrissen. Unter der Lupe zeigt es eine gleichmäßig feinkörnige, farblose Grundmasse mit einzelnen kleinen Sanidinsprenglingen. Unter dem Mikroskop zeigt es eine Grundmasse aus sehr kleinen, wenig oder garnicht verzwillingten Feldspatleistchen mit deutlicher Fluidalstruktur und Einsprenglinge von größeren, teilweis stark verzwillingten Feldspäten; ganz vereinzelt sind kleine, sehr stark pleochroitische Amphibole (hell oliv zu ganz dunkelbraun) eingesprengt. Die größeren Sanidinsprenglinge zeigen z. T. schönen Schalenbau und z. T. sehr fleckig-wolkige Auslöschung; von derartigen Gesteinen sind wohl die „Trachytanalysen“ von Cochius gemacht, mit den sehr hohen Kieselsäuregehalten.

Ebenfalls aus dem Innern ohne nähere Ortsangabe stammt ein porphyrisch struiertes graues Gestein mit feinkörniger Grundmasse und kleineren und größeren Einsprenglingen von schwarzen, stark resorbierten anscheinenden Hornblenden (Spaltbarkeit und Krystallbegrenzung ist nicht zu erkennen).

Unter dem Mikroskop erkennt man eine sehr feinkörnige aus kleinen Plagioklasen, Augiten und kleinen Magnetitkörnern bestehende Grundmasse mit kleinen und größeren Einsprenglingen von wenig oder garnicht verzwillingten Feldspäten, die z. T. sehr schöne zonare Struktur (Schalenbau und zonar angeordnete Einschlüsse) und fleckige Auslöschung zeigen; außerdem finden sich kleinere und größere Einsprenglinge von olivbrauner, wenig pleochroitischer Hornblende, z. T. mehr oder weniger resorbiert und mit einem Hof von Magnetitstaub umgeben. Die größeren (Amphibol?-) Einsprenglinge sind aus dem Schliff völlig herausgeschliffen; ihr Platz wird umgeben von ziemlich dichten Kränzen einer leuchtend rotbraunen Substanz, die in Form regelloser Körner und Fetzen vorkommt und auch sonst an vereinzelt Stellen auftritt, meistens ohne erkennbare krystallographische Begrenzung zu zeigen. Nach Analogie mit den anderen, früher beschriebenen Resorptionserscheinungen möchte man an Rhönit denken, doch sind diese rotbraunen Körner dafür auffallend gut durchscheinend bzw. durchsichtig, selbst in Anbetracht des ungewöhnlich dünnen Schliffes; bei einzelnen langgestreckten derartigen Körperchen scheint die Auslöschung gegen die Längsrichtung etwa 15° zu betragen.

Vom Gipfel des Pico d' Anna Ferreira stammt ein hellgrauges sehr gleich- und feinkörniges Gestein, das auch mit der Lupe nur einen zentimeterlangen Plagioklas mit starker Zwillingsstreifung, einzelne kleine Feldspatleistchen und punktförmige schwarze Gemengteile erkennen läßt.

Unter dem Mikroskop sieht man zahlreiche, deutlich fluidal angeordnete kleine Feldspatleistchen, dazwischen ganz kleine Augite und wenig Magnetit, sowie etwas größere Feldspat tafeln mit ganz ausgezeichnet schaligem Bau, zonar angeordneten Glaseinschlüssen und oft schön fleckig-wolkiger Auslöschung. Der innere Kern derartig schalig aufgebauter Feldspäte zeigt öfter nicht geradlinig kristallographische Begrenzung, sondern stark abgerundete Ecken und Kanten, und die Ränder ganz zarte, vereinzelte Zwillingslamellen. Das Gestein ähnelt im Aussehen frappant (im Schliff ziemlich) dem Gestein von Ribeiro frio (Analyse e) bis auf die hier fehlenden Nepheline und die zahlreicheren, größeren Feldspäte.

Von der Serra da Ferreira NO vom Dorf stammt ein ganz hellgrauges, feinkörniges, stark poröses Gestein, das mit bloßem Auge bzw. mit der Lupe nur vereinzelte kleinere Sanidineinsprenglinge und zahlreiche braune kleine Punkte (zersetzte farbige Bestandteile) sowie langgestreckte, braun ausgekleidete Hohlräume erkennen läßt, in denen offenbar ein ganz zersetztes säulenförmiges (Amphibol?) Mineral gesessen hat. Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein sehr frisch und zeigt in einer deutlich fluidal angeordneten, feinkörnigen Grundmasse größere Einsprenglinge von Alkalifeldspäten, die z. T. nach der sehr feinen Gitterstruktur Mikroklin sein dürften, teilweise anscheinend ohne jede Zwillingsbildung sind, z. T. auch mehr oder minder zahlreich eingeschaltete Zwillingslamellen enthalten. Einige dieser Feldspateinsprenglinge zeigen sehr schönen Schalenbau, Glaseinschlüsse und vereinzelt auch sehr sonderbare und verzwickte Zwillingsbildungen, die ich nicht einwandfrei deuten kann (Roc-tourné-Zwilling mit einer Komplikation? Seite 487) Amphibole, Augite und sonstige farbige Gemengteile sind im Schliff nicht vorhanden bis auf minimale Magnetitkörnchen. An einzelnen Stellen treten in den Handstücken sehr merkwürdige, konzentrisch angeordnete Kugeln und Ringe auf, die anscheinend durch sekundäre Manganausscheidungen gefärbt sind. Das Gestein ist offenbar ein Trachyt (Alkalitrachyt).

Aus dem Valle do Touro östlich vom Dorf stammt ein sehr feinkörniges, bräunlich-grauges, auf einzelnen Bruchflächen etwas glänzendes Gestein, das unter der Lupe nur vereinzelte kleine anscheinende Sanidine sowie feine sekundäre Ausscheidungen

von Roteisenerz erkennen läßt. Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein eine sehr feinkörnige Feldspatgrundmasse mit undeutlicher Fluidalstruktur, mit ganz vereinzelt kleinen Magnetitkörnern und etwas sekundärem Eisenerz, ganz vereinzelt größere Feldspateinsprenglinge mit einzelnen Zwillingsslamellen, sowie einzelne langgestreckte Hohlräume, die anscheinend ehemaligen Amphibolsäulchen entsprechen. Im Schliff und (abgesehen von der bräunlichen Farbe) auch im Aussehen ähnelt das Gestein ziemlich dem analysierten Gang-Trachyt aus dem Gran Curral, bis auf die in diesem Schliff nicht beobachtbaren Amphibole, vielleicht ist es als ein bostonitartiges Ganggestein aufzufassen.

Vom Pico do Castello endlich stammt ein ziemlich fein- und gleichkörniges Gestein, dünnplattig und zum Teil fast

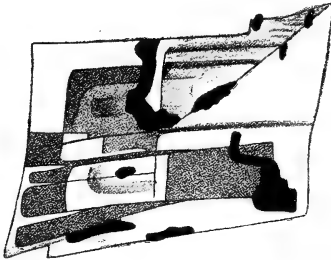


Fig. 29.

Roc-tourné-Zwilling mit Komplikation im rechten oberen Felde(?) und Glaseinschlüssen. (Seite 486!)

schieferig, leicht grünlichgrau gefärbt und mit starkem eigentümlichen Fettglanz auf den „schiefrigen“ Spaltflächen, das unter der Lupe nur vereinzelt kleine Feldspattäfelchen zeigt und punktförmige dunkelgefärbte Gemengteile sowie vereinzelt, ganz kleine Augitsäulchen erkennen läßt.

Das Gestein weicht schon im äußeren Ansehen sehr von allen sonstigen Madeiragesteinen ab durch den auffälligen, an Phonolithe erinnernden Fettglanz. Im Dünnschliff sieht das Gestein völlig anders aus als alle sonstigen Madeiragesteine; es enthält polysynthetisch verzwillingte Plagioklase nur in ganz zurücktretender Menge, dagegen anscheinend ziemlich viel Nephelin, was schon aus dem auffallenden Fettglanz zu schließen ist, sowie Alkalifeldspäte, über deren genauere Beschaffenheit ich mangels genügender Praxis in der mikroskopischen Mineralbestimmung keine bestimmte Meinung äußern möchte. Der Schliff ähnelt im strukturellen Habitus und in der Art der

darin auftretenden Ägirinaugite ziemlich stark gewissen norwegischen Lindöiten (Nr. 161 a der BRÖGGERSCHEN Serie von Vens-töp); er enthält aber keinen Quarz, dafür aber, soweit ich beurteilen kann, recht reichlich Nephelin. Nach der Ätzung mit Salzsäure bildeten sich zahlreiche Kochsalzwürfel und die geätzte Stelle nahm sehr intensive Färbung an. Die Augite sind nicht reine Aegirine sondern ganz vorwiegend Aegirin-Augite, und sind sehr reichlich vorhanden.

Diese grünlichen Ägirinaugite sind deutlich pleochroitisch und zeigen in manchen Exemplaren eine sehr schöne z. T. schon bei ausgeschaltetem Analysator erkennbare Sanduhrstruktur. Die Farben sind sehr zart und schwer zu beschreiben: ganz zart olivgrün und ganz zart bläulichgrau; besonders bei letzter Stellung ist die Sanduhrstruktur schon sehr schön zu erkennen. Die Auslöschung ist eine sehr unvollkommene.

Unter gekreuzten Nicols bei etwa $20-24^{\circ}$ Drehung gegen die Längsachse des Krystalls zeigt sich folgendes Bild; bei 32° bis 36° Drehung ist das erreichbare Maximum der Auslöschung.

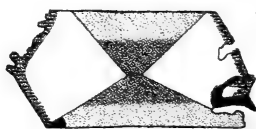


Fig. 30.

Ägirinaugit mit Sanduhrstruktur und Säumen von intensiv grünem Ägirin.

An den beiden Endigungen zeigt der Krystall ganz schmale, viel intensiver grün gefärbte Säume mit erheblich stärkerer Doppelbrechung, die reiner Aegirin zu sein scheinen; ganz selten finden sich auch isolierte, ganz kleine, intensiv grün gefärbte Aegirine.

Die Aegirine bzw. aegirinhaltigen Augite kommen z. T. in Form ziemlich großer, langer Säulen, vor allem aber sehr zahlreich als kleine Säulchen im Schliff vor, der dadurch sein charakteristisches Aussehen erhält.

Außerdem findet sich in dem Schliff eine eigentümlich lederbraune, ziemlich stark pleochroitische Hornblende.

Das Gestein ist also wohl sicher als ein tinguaitarbeitiges Ganggestein zu bezeichnen; eine genauere Bestimmung vermag ich aus Mangel an Vergleichsmaterial nicht auszuführen. Die Tinguaite der ROSENBUSCHSchen Musterserie sind viel feinkörniger. Die Wichtigkeit dieses Gesteinstypus für die Auffassung der

Madeirensen Eruptivgesteine bedarf keiner weiteren Erörterung. Es ist — abgesehen von einem theralithartigen Essexit (S. 390) — das einzige, schon durch sein äußeres Aussehen den starken Nephelingegehalt verratende Gestein, das mir von dort zu Gesicht gekommen ist — leider liegen keine Angaben über die Lagerungsverhältnisse vor. (Vergl. auch Seite 424.)

Herr FINCKH, dem ich vor vier Jahren das gesamte Material von Porto Santo gegeben hatte, mit der Bitte um Bestimmung für meine Arbeit über die mittelatlantischen Vulkaninseln, hat darin außer dem Essexit „nichts besonders bemerkenswertes“ gefunden, so daß ich hier bei den Bestimmungen dieser so ganz aus dem Rahmen der anderen Madeira-Gesteine herausfallenden Typen ganz auf meine eigenen geringen Erfahrungen angewiesen war.

Es ist nach diesem Befund jedenfalls sehr bedauerlich, daß über diese Gesteine Porto Santos so gar keine weiteren Angaben über Lagerungsverhältnisse usw. vorliegen; auch von den früheren Autoren über Madeira ist Porto Santo immer sehr stiefmütterlich behandelt worden.

Neu ist ferner ein grobkörniges, anscheinend nur aus dunkelrotem Olivin und schwarzem Augit bestehendes Gestein, aus dem Val Touro, von dem ebenfalls keine näheren Angaben vorliegen, und leider auch kein Schliff gemacht ist. Es ist anscheinend eine besonders augitreiche Olivinfelsbombe ähnlich den auf S. 405 beschriebenen von Porto Moniz.

Neu ist auch ein „ungewöhnlich schlackig-poröses, bimsteinartiges, braunes Gestein vom Pico do Facho.

„An der Küste“ auf einer gehobenen Strandterrasse liegen auf Porto Santo vielfältig Gerölle eines ganz hellen Bimsteins, der anstehend auf der Insel offenbar nicht vorhanden ist, und von dem Herr DE NORONHA deshalb vermutet, daß er mit einer Meeresströmung von den Canaren dorthin getrieben sei.

Ferner hat Herr DE NORONHA Proben von ziemlich groben Tuffen eingesandt, deren Klüfte mit schön ausgebildetem Faserkalk erfüllt sind, und ein grobes Konglomerat dunkler, basaltischer Gerölle, die durch konzentrischschaligen und zugleich radialstrahlig angeordneten Kalk verkittet und deren Zwischenräume durch solchen strahligen Kalk ausgefüllt sind.

Aus dem Val Touro liegt ein Gerölle eines dichten gelben, stark umkrystallisierten, marinen Kalkes vor, das aus helleren, gelblichen und dunkleren, braunen Partien besteht. Die dunkleren Schlieren brausen mit konzentrierter Salzsäure nur schwach und zögernd und enthalten einen nicht unbeträchtlichen Phosphoritgehalt.

Endlich hat Herr DE NORONHA noch eine Probe von erdig mulmigem Pyrolusit eingesandt, ohne weitere Angaben über die Art des Vorkommens. Dieses Manganerz ist vor Jahren eine zeitlang Gegenstand bergmännischer Gewinnung durch eine englische Firma gewesen, bis der Betrieb wegen mangelnder Rentabilität eingestellt wurde.

Diese Untersuchung der Gesteine Porto Santos, wenn sie auch sehr fragmentarisch ist und alle Angaben über Lagerungsverhältnisse fehlen, ergänzt und bestätigt doch in sehr erfreulicher Weise die auf Madeira gewonnenen Resultate.

Aus dem starken Vorwalten der ganz hellen, sauren Gesteine, die auf Madeira im wesentlichen erst sehr spät im Laufe



Fig. 31.

Ilheo Baixo
(Fundort der marinen Miocän-
fossilien).

Porto Santo.

der Geschichte der Insel auftreten, aus der viel geringeren Höhe und dem anscheinenden Mangel der so ungemein großartigen und intensiv ausgearbeiteten Erosionsformen wie sie auf Madeira sich finden, darf man vielleicht schließen, daß Porto Santo der Hauptsache nach nicht unerheblich jünger als Madeira ist.

Aus dem Vorkommen ganz ausgeprägter Tafelberge mit horizontaler Oberfläche, bzw. ganz flachen, gut erhaltenen Terrassen (Ilheo baixo!), auf denen die Schichten mit den Miocänfossilien liegen und die bei der Vorbeifahrt an Porto Santo so besonders auffällig und im starken Kontrast zu den spitzen zackigen Formen des vulkanischen Gebietes Porto Santos und Madeiras in die Erscheinung treten, darf man vielleicht schließen, daß die letzten Hebungen, die diese schönen marinen Terrassen in die Höhe gebracht haben, auf Porto Santo verhältnismäßig spät eingetreten sind und darf darin vielleicht auch ein weiteres Argument für die früher (S. 366) verfochtene Ansicht über die Lagerungsverhältnisse der Miocänschichten bei São Vicente erblicken.

Schluß.

Ich bin mir wohl bewußt, daß diesen vorstehend veröffentlichten Studien ein recht fragmentarischer Charakter anhaftet und daß viele der darin behandelten Fragen wohl eine genauere Durcharbeitung und Behandlung verdient hätten, ebenso daß die Beschreibung der Gesteine vom mineralogischen Standpunkt aus viel zu wünschen übrig läßt. Da ich aber in absehbarer Zeit die genügende Muße zu einer abschließenden und einwandfreien Bearbeitung dieser schönen Serie voraussichtlich nicht werde erübrigen können, so möchte ich jetzt nach neun Jahren Studiums diese vorläufigen Resultate doch dem Urteil der Fachgenossen unterbreiten, in der Hoffnung daß ich später vielleicht doch noch das bisher versäumte nachholen kann. Von einer sehr beträchtlichen und anscheinend auch noch recht interessanten Gesteinsserie Madeiras liegen bisher noch nicht einmal die Schliffe vor, von einigen bisher gar nicht oder nur sehr flüchtig untersuchten Ganggesteinen wären meines Erachtens Analysen sehr wünschenswert, z. B. von dem tinguaitischen Gestein Porto Santos, und würden wohl wichtige Resultate ergeben; auch für die Frage der Abgrenzung der trachydoleritischen von den basaltischen Gesteinen scheinen mir die Madeirensen Ergußgesteine bei genauerem Studium wichtige Ergebnisse liefern zu können.

Besonders bedaure ich, daß ich bei meiner ersten Reise nach Madeira noch gar keine, und bei meiner zweiten nur erst recht geringe speziell petrographische Erfahrungen über jungvulkanische Gesteine hatte (ich kannte bis dahin nur die kristallinen Geschiebe des norddeutschen Flachlandes etwas näher) und so bei der Fülle des auf mich eindringenden neuen Beobachtungsmaterials vieles nicht genügend beachtet habe, dessen Mangel mir nachher bei der Ausarbeitung der Resultate sehr verdrießlich war; vielleicht ist aber auch die dadurch bedingte völlig objektive und unbeeinflusste Beobachtung in mancher Beziehung wieder von Vorteil gewesen, da ich so nicht nach bestimmten, vorher feststehenden Gesichtspunkten, sondern danach gesammelt und beobachtet habe, was mir auffällig und unterscheidbar erschien, und ich so wohl keinen Typus der vorhandenen Gesteine wegen des Suchens nach bestimmten anderen übersehen habe.

8. Über *Pterodactylus micronyx* H. v. Meyer.

Von Herrn F. BROILI in München.

Hierzu Tafel XII.

Die erste ausführlichere Beschreibung von *Pterodactylus micronyx* H. v. MEYER erhalten wir in v. MEYERS klassischer Monographie über die Reptilien aus dem lithographischen Schiefer des Jura in Deutschland und Frankreich¹⁾, worin er auch die Gründe darlegt, die ihn mit Recht zur Vereinigung von *Pterodactylus Redenbacheri* WAGNER mit seinem *Pterodactylus micronyx* veranlaßten. Er schildert darin die bis dahin ihm bekannten beiden Exemplare, von denen das eine sich damals im Besitze des Herrn REDENBACHER in Hof (Bayern), das andere in der Sammlung der „Städtischen Universität in Pest“ befand. Beide Stücke sind, wie uns Beschreibung und Abbildung lehren, nicht durch besonders gute Erhaltung ausgezeichnet, die einzelnen Knochen sind vielfach stark verworfen und jedem Exemplare fehlt der Kopf; immerhin sind Vorder- und Hinterextremitäten so gut erhalten, daß H. v. MEYER jene Maße, die ihn zur Aufstellung seiner Art berechtigten, abnehmen konnte: als spezifische Eigentümlichkeit gegenüber den anderen Arten hebt er, von den Abweichungen in der Zahl der Zehenglieder abgesehen, besonders die „gleiche Länge von Mittelhand und Vorderarm“ hervor.

In seinem späteren Aufsatz über „*Pterodactylus micronyx* aus dem lithographischen Schiefer von Solenhofen“ macht uns derselbe Autor²⁾ mit einem weiteren Skelet der genannten Art bekannt, das unsere Kenntnisse über dieselbe wesentlich erweitert, da an dem betreffenden Exemplar neben anderen besonders gut der Schädel sich erhalten zeigt. Auch bei der Beschreibung dieses Stückes wird durch H. v. MEYER die gleiche Länge von Vorderarm und Mittelhand besonders betont und in Bezug auf diese Verhältnisse ebenso wie in der obigen Arbeit auf *Pterodactylus Württembergicus* (= *Suevicus* QU.), bei dem die Mittelhand noch länger als der Vorderarm ist, Bezug genommen.

¹⁾ H. v. MEYER: „Zur Fauna der Vorwelt“. Frankfurt a. M. 1860. T. IV, S. 59, Fig. 4 u. 5.

²⁾ H. v. MEYER: Palaeontographica X. 1861—63. S. 47.

Sehr gut erhalten ist auch der durch T. C. WINKLER beschriebene Rest von *Pterodactylus micronyx*, der offenbar von einem jugendlichen Exemplar herrührt. Dasselbe befindet sich im Teylerschen Museum in Harlem¹⁾.

Weitere Funde von *Pterodactylus micronyx* sind meines Wissens im Laufe der folgenden Zeit nicht gemacht worden, erst K. ZITTEL²⁾ erwähnt die Art wieder, auf seiner vergleichenden Tabelle (Seite 77), wobei ihm allerdings sowohl bei dem Vorderarm als bei der Mittelhand das Versehen unterlief, die Maße für die beiden um je 10 mm zu wenig anzugeben; dieselben betragen nämlich statt der angeführten 18,5 mm bzw. 19,5 mm, 28,5 mm bzw. 29,5 mm. Infolgedessen war er zu irrigen Rückschlüssen gezwungen, daß die Art durch einen ungewöhnlich kurzen Vorderarm charakterisiert sei, welche Diagnose auch in das Handbuch der Paläontologie (III. Bd. 1889, S. 792) überging.

Der neue Fund eines ungewöhnlich guten Habitusexemplars von *Pterodactylus micronyx* setzt mich nun in den Stand, einige weitere Daten über denselben zu geben.

Unser *Pterodactylus* stammt aus dem lithographischen Schiefer von Eichstädt in Bayern und wurde — Platte und Gegenplatte — im Herbst 1911 von Herrn Prof. ROTHPLETZ für die hiesige paläontologische Staatssammlung angekauft. Derselbe vertraute mir auch das Stück zur Bearbeitung an, und ich möchte ihm an dieser Stelle dafür meinen verbindlichsten Dank zum Ausdruck bringen.

Vom Skelet waren nur einzelne Teile sichtbar, es war nahezu vollständig von feinem Kalkschlamm überzogen, indessen gelang es der geschickten Hand unseres Präparators Herrn REITER alles zu entfernen und das Tier vollständig freizulegen. Die Reste lagen nahezu vollständig auf einer Platte, die wenigen auf der Gegenplatte befindlichen Reste wurden von Herrn REITER herausgenommen und auf die erstere übertragen. Das Tier liegt auf der Bauchseite, kehrt also dem Beschauer den Rücken, der Hals zeigt sich, wie dies nicht selten bei Flugsauriern und auch bei *Compsognathus* aus diesen Schichten der Fall ist, stark nach rückwärts gekrümmt, und der noch in Verbindung mit den Halswirbeln befindliche Schädel ist dadurch zum eigentlichen Rumpfe des Tieres in eine senkrechte Stellung gebracht

¹⁾ T. C. WINKLER: „Description d'un nouvel exemplaire de *Pterodactylus micronyx* du Musée Teyler“. Archives du Musée Teyler. Vol III. fasc. 1870.

²⁾ K. A. ZITTEL: „Über Flugsaurier aus dem lithographischen Schiefer Bayerns“. Palaeontographica, N. F. IX. 29. 1882—83. S. 47 usw.

worden. Infolge seines im Verhältniß zum übrigen Körper größeren Gewichtes ist der Kopf tiefer in den umgebenden ursprünglich zähen Kalkschlamm eingesunken und dadurch der zweite und dritte Finger der eingeschlagenen rechten Schwinge, auf welcher er aufruht, mit in die Tiefe gedrückt und zerbrochen worden. Auch die linke Schwinge ist eingeschlagen, aber während die rechte nach rückwärts gerichtet ist, wendet diese sich mit ihrer Spitze nach vorn. Die beiden Unterschenkel liegen übereinandergekreuzt.

Unterhalb der linken Schwinge befindet sich eine spindelförmige 4 cm lange und im maximum 0,6 cm breite, erhöhte Masse, die noch teilweise Kalkspatincrustationen erkennen läßt. Dieselbe dürfte aller Wahrscheinlichkeit nach das Exkrement eines Fisches sein, zumal etliche, allerdings nicht deutlich erhaltene Furchen auf den Besitz eines Spiraldarmes hinzudeuten scheinen.

Der Schädel, dessen größte Länge ungefähr 59 mm erreicht, ist, wie oben erwähnt wurde, mit seinem relativ schweren Hinterkopfe tiefer in den ursprünglich zähen Schlamm eingesenkt und repräsentiert sich, ebenso wie der noch im Zusammenhange mit ihm befindliche Unterkiefer, infolgedessen schräg von der Seite und unten. Die unregelmäßig dreiseitige Nasopraeorbitalöffnung, die in der Hauptsache sich in der hinteren Schädelhälfte befindet, hat eine Länge von ca. 10 mm, von der mit ihr noch in Verbindung stehenden schmalen Praeorbital-lücke, läßt sich nur die obere, vorn begrenzende Spange feststellen. Obwohl die Augenhöhlen durch Druck etwas gelitten haben, so dürften sie doch bei einer größten Länge von 12 mm und einer größten Höhe von 5 mm ovale Gestalt besitzen haben. Auf dem vorderen Teile des linken Oberkiefers lassen sich einige Zahnstummel erkennen, besser erhalten sind einige spitzpfriemenförmige, zwischen sich schmale Zwischenräume lassende Zähne auf der vordern Hälfte des linken Unterkieferastes; insgesamt lassen sich hier ca. 10—12 Zähne nachweisen. Der Unterkiefer selbst besitzt eine ungefähre Länge von 50 mm, von denen 18 mm auf die Symphyse entfallen.

Soweit die Erhaltung einen sicheren Rückschluß erlaubt, sind 25—27 präcaudale Wirbel vorhanden (H. v. MEYER nimmt 27 bei seinem Exemplar an); von den Sacralwirbeln läßt sich bei den drei vorderen noch die Verbindung mit dem Ileum feststellen. Insgesamt scheinen 5 Wirbel auf das Sacrum zu entfallen; an der Bildung des kurzen Schwänzchens dürften sich 12—14 Wirbel beteiligen. Die Gesamtlänge der Wirbelsäule beträgt 105 mm, die ungefähre Länge des Rumpfes vom

1. Rückenwirbel bis zur Schwanzspitze 63 mm. Im übrigen lassen die Wirbel infolge ihrer ungünstigen Konservierung keine nähere Beschreibung zu. In der Rumpfreigion sind jederseits 7—8 der charakteristischen dünnen, stark nach hinten gebogenen Rippen, auf der linken Seite außerdem in der hinteren Rumpfreigion einzelne Bauchrippen wahrnehmbar.

An der Stelle, wo die Halsregion in die des Rumpfes übergeht, liegt rechts und links der Wirbelsäule ein schmaler, anscheinend ziemlich flacher Knochen. Während der linke verschiedentliche Brüche und Lücken aufzuweisen hat, zeigt der rechte etwas bessere Erhaltung; offenbar liegen uns in diesen Resten die beiden Scapulae vor.

Sehr gut erhalten ist die linke Vorderextremität; sie liegt völlig frei da, während die rechte, wie eingangs gezeigt, teilweise unter den Schädel zu liegen kommt.

Die 25 mm langen, relativ kräftigen Humeri, die ihre Dorsolateralseite aufzeigen, erscheinen leicht nach vorwärts gekrümmt, welcher Eindruck noch durch die großen Processus laterales erhöht wird. Radius und Ulna stehen zu dem linken Humerus in einem nahezu rechten Winkel. Dieselben erreichen eine Länge von 31 mm und besitzen, wie sie sich uns darbieten, anscheinend das gleiche Lumen. Seitlich vom Radius zeigt sich im spitzen Winkel zu demselben der proximale Teil des Spannknochens, seine Fortsetzung kommt unter das zweite Flugfingerglied zu liegen.

Die Elemente der Handwurzel lassen sich nicht auseinanderhalten.

Die bei unserer Form auffallend langgestreckte Mittelhand erreicht eine Länge von 35 mm; an beiden Extremitäten sind die übrigen drei sehr dünnen Metacarpalia ganz oder teilweise unter das kräftige Metacarpale des Flugfingers hinuntergeschoben. Der erste Finger zeigt 2, der zweite 3, der dritte anscheinend 4 Phalangen (die Erhaltung ist der Beobachtung nicht sehr günstig, G. v. MEYER gibt 4 an); sämtliche Endphalangen zeigen sich als Klauen entwickelt.

Das erste Flugfingerglied läßt sich besonders gut an der rechten Schwinge erkennen; es ist ein stabförmiges 45 mm langes Gebilde, das sich proximal auf ca. 4 mm, distal auf 2 mm verbreitert zeigt. Daran reihen sich das 2. Glied mit 26,5 mm, das 3. mit ca. 20 mm und das 4. mit ca. 19 mm Länge.

Da das Tier auf seiner Bauchseite liegt, sind nur die dorsalen Partien der mit der Wirbelsäule parallel verlaufenden Ilea sichtbar. Ein auf der linken Seite undeutlicher Rest, der erst bei Befeuchtung mit Wasser besser erkenntlich wird,

scheint das gestielte, distal schaufelförmige verbreiterte Pubis (Praepubis) zu sein. Weitere auf der gleichen Seite befindliche Fragmente lassen keine genauere Deutung zu.

Ebenso wie für die vorderen Gliedmaßen ist auch für die Hinterextremität ihre gestreckte, schmale, schlanke Bauart charakteristisch. Der schlanke 29 mm lange zierliche Femur ist in seiner oberen Hälfte ziemlich gebogen und zeigt sich proximal und distal mäßig verdickt. Auch die auffallend gerade Tibia zeichnet sich wie der Femur durch die gleiche Schmalheit ihrer Form aus. Die größte Breite beider Elemente — sie sind unverdrückt — dürfte von den distalen und proximalen Teilen abgesehen, einen mm nicht viel übersteigen. Die Tibia erreicht eine Länge von 39 mm, Spuren einer gesonderten Tibula sind nicht nachweisbar.

Über die Fußnägel und die Zahl der Phalangen lassen sich keine sicheren Beobachtungen machen. Bei H. v. MEYER finden wir hierfür folgende Angabe 2, 3, 3, 4 (2, 3, 3, 3 bei dem REDENBACHERSchen und bei dem Pester Exemplar).

In folgender Tabelle sind die ausschlaggebenden Maße der mir bekannten Exemplare von *Pterodactylus micronyx* zusammengestellt, wobei sich II—IV auf die H. v. MEYERSchen Originale (III jetzt in München), V auf den oben beschriebenen Fund bezieht.

	I ¹⁾ Harlemer Exemplar mm	II Pester Exemplar mm	III Münchner Exemplar mm	IV Redenbach. Exemplar mm	V Neu- erwerbung mm
Länge des Oberarms	18	20 $\frac{1}{2}$	23	23	25
„ „ Vorderarms	23	26	30	30 $\frac{1}{2}$	31
„ der Mittelhand	22	26	31	30 $\frac{1}{2}$	35
„ des 1. Flugfingerglieds .	30	34	ca. 38 $\frac{1}{2}$	41	45
„ „ 2. „	25	29	31	32	26 $\frac{1}{2}$
„ „ 3. „	20	22	23	23	20
„ „ 4. „	21	18 $\frac{1}{2}$	21	18	19
„ „ Oberschenkels . . .	18	22	ca. 24	26	28
„ „ Unterschenkels . . .	26	29	33	34	39

¹⁾ Die WINKLERSchen Maße sind mit einiger Vorsicht zu gebrauchen, da die Maße des Textes mit denen der in natürlicher Größe gegebenen Abbildungen sich nicht vollständig decken; beim Nachmessen wird man verschiedene Differenzen finden. Auch im Texte findet sich ein Widerspruch; so finden wir auf Seite 14: „— un métacarpe qui égale en longueur les os de l'avantbras“ — obwohl er für den letzteren 23 mm, für ersteren 22 mm angibt.

Aus dieser Zusammenstellung ergibt sich, daß wir in dem Harlemer Exemplar (I) das kleinste und jüngste Exemplar vor uns haben, während uns in dem neuerworbenen Exemplar des Münchner Museums (V.) das größte und vermutlich auch das älteste Individuum der Art vorliegt; für letztere Annahme sprechen auch, von den beträchtlich größeren Hinterextremitäten abgesehen, die Größenverhältnisse der Schädel, die bei III 51 mm, bei V 55 mm Länge betragen. Auffallend könnte das relativ größere Maß der Mittelhand von V erscheinen, die bei sämtlichen anderen Stücken entweder dem Vorderarm an Größe völlig gleicht oder denselben um höchstens einen mm übertrifft, während bei V ein Plus von 4 mm zu konstatieren ist; allein wenn wir die größte Spannweite der Schwinge von den größeren 3 Exemplaren betrachten, so ergibt sich

für V eine Länge von 201,5 mm

"	IV	"	"	"	198,0	"
"	III	"	"	"	197,5	"

(gemessen vom proximalen Ende des Humerus bis zum distalen Ende des letzten Flugfingergliedes). Wir sehen also, daß die Differenz eine ganz unbedeutende ist, das Plus an Größe der Mittelhand von V wird ausgeglichen durch die gegenüber den anderen Individuen relativ beträchtlich kleineren 2.—4. Flugfingerglieder. Überhaupt läßt sich bei Betrachtung obiger Tabelle feststellen, daß die relativen Verhältniszahlen nur zwischen Oberarm und Vorderarm und zwischen Oberschenkel und Unterschenkel ziemlich konstant proportional sind, daß dagegen bei der Mittelhand und dem 1. Flugfingerglied, besonders aber bei dem 2.—4. Flugfingerglied größere Unterschiede bestehen. Für die systematische Bewertung dürften infolgedessen diese letzteren Merkmale — auch bei anderen Arten — weniger Bedeutung besitzen.

Für *Pterodactylus micronyx*, der auch im Gegensatz zu andern Arten durch äußerst dünne und infolgedessen sehr zierliche Extremitäten ausgezeichnet ist, ist wie wir oben gesehen haben und wie auch H. v. MEYER¹⁾ bereits hervorhob, die Größe der Mittelhand gegenüber dem Vorderarm charakteristisch; von den fünf mir bekannten Individuen erreicht bei zweien der Metacarpus die Länge des Vorderarms, bei III übertrifft er diese um einen, bei V um 4 mm. Die ähnlichen Verhältnisse in dieser Beziehung bei dem allerdings

¹⁾ A. a. O. Fauna d. Vorwelt S. 61 u. Paläontographica X S. 51.

viel ansehnlicheren *Pterodactylus suevicus* Qu. (*Württembergicus*) hat H. v. MEYER gleichfalls ausdrücklich betont.

ZITTEL gibt in seiner Arbeit über die Flugsaurier¹⁾ 2 äußerst wertvolle Tabellen über die Größenverhältnisse der kleineren *Pterodactylen*, die eine im Anschluß an die Beschreibung von *Pterodactylus Kochi*, die andere an die von *Pterodactylus elegans*. Der ersteren entnehmen wir für unsere Zwecke folgende Angaben.

	<i>Pt.</i> <i>longirostris</i> 1	<i>Pt.</i> <i>longirostris</i> 2	<i>Pt.</i> <i>Kochi</i> 1	<i>Pt.</i> <i>Kochi</i> 2
	mm	mm	mm	mm
Länge des Oberarms . .	31	30	28	25
„ „ Unterarms . .	46	45	43	36
„ der Mittelhand . .	33	30	29,5	25,5
„ des Oberschenkels	34	33	30	—
„ „ Unterschenkels	47,5	46,5	40,5	34

	<i>Pt.</i> <i>Kochi</i> 3	<i>Pt.</i> <i>Kochi</i> 4	<i>Pt.</i> <i>Scolopaci-</i> <i>ceps</i> 1	<i>Pt.</i> <i>Scolopaci-</i> <i>ceps</i> 2
	mm	mm	mm	mm
Länge des Oberarms . .	25,5	29	25	28
„ „ Unterarms . .	35	38	32	30,5
„ der Mittelhand . .	25	28	22,5	20,5
„ des Oberschenkels	26	26	23	? 20
„ „ Unterschenkels	35	39	32	30

Aus der zweiten Tabelle ziehen wir folgende Maße aus:

	<i>Pt.</i> <i>elegans</i> 1	<i>Pt.</i> <i>elegans</i> 2	<i>Pt.</i> <i>elegans</i> 3	<i>Pt.</i> <i>elegans</i> 4	<i>Pt.</i> <i>pul-</i> <i>chellus</i>	<i>Pt.</i> <i>specta-</i> <i>bilis</i>
	mm	mm	mm	mm	mm	mm
Länge des Oberarms . .	14,5	14	14	—	19	15
„ „ Unterarms . .	20	20	19,5	17	23,5	19
„ der Mittelhand . .	16	15,5	15	10	22	14
„ des Oberschenkels	14	12	11,5	10	16	15
„ „ Unterschenkels	19	17,5	16,5	15	24,5	20

Stellt man nun unseren *Pterodactylus micronyx*, besonders die älteren Individuen der Art, zu diesen beiden Gruppen in Vergleich, so ergibt sich, abgesehen von seiner besonders charakteristischen großen Mittelhand, die Tatsache, daß

¹⁾ A. a. O. S. 72 u. 77.

er mit der *Longirostris*-Gruppe die relativen Proportionen der Hinterextremität (Oberschenkel und Unterschenkel) gemeinsam hat — was vor allem bei den Exemplaren von *Pt. Kochi* und *Pt. scolopaciceps* zum Ausdruck kommt; in Bezug auf die Vorderextremität (d. h. Oberarm und Unterarm) zeigen sich hingegen ähnliche Verhältniszahlen wie in der Reihe des *Pterodactylus elegans*.

Pterodactylus micronyx H. v. MEYER dürfte demnach auf Grund dieser Merkmale eine wohl umschriebene „gute“ Art darstellen, was bezüglich der übrigen kleineren *Pterodactylus*-arten nicht gesagt werden kann. In Hinsicht der letzteren möchte ich mich für die Gruppe des *Pterodactylus longirostris* dem Gedankengange ZITTELS¹⁾ anschließen, wenn er dort sagt: „Zwar der Hals des Originals von *Pt. scolopaciceps* ist etwas länger . . ., aber in allen sonstigen Merkmalen scheint mir doch die Verbindung mit *Pt. Kochi* weit enger als mit *Pt. longirostris* zu sein, so daß ich eher geneigt wäre, *Pt. Kochi* mit *Pt. scolopaciceps* zu vereinigen, wenn man nicht vorzieht, alle drei Formen unter dem gemeinsamen Namen *Pt. longirostris* zusammenfassen“ — und diesen letzten Passus (der hier im Gegensatz zu dem Originale gesperrt gedruckt ist) als meiner Ansicht entsprechend hervorheben.

Im Anschluß an die 4 Exemplare von *Pterodactylus elegans* finden wir oben an 5. Stelle die Maße von *Pt. pulchellus* H. v. MEYER. Letztere Form war ursprünglich durch H. v. MEYER als *Pt. longirostris* beschrieben und abgebildet²⁾ später jedoch³⁾ als eine Art *pulchellus* betrachtet worden, „nicht allein weil die Mittelhand länger als der Oberarm, sondern auch weil das erste Flugfingerglied länger als der Vorderarm ist usw.“ Eine Durchsicht der Maßzahlen dieser Art ergibt nun eine ganz überraschende Übereinstimmung mit denen unseres *Pterodactylus micronyx*, speziell mit dem kleinsten, dem Harlemer Individuum; auch die Maße der Flugfingerglieder lassen die gleiche merkwürdige Ähnlichkeit erkennen, denn bei *Pt. pulchellus* haben wir 28 mm Länge für das 1., 25 mm für das 2., 19,5 mm für das 3. und 18 mm für das 4. Flugfingerglied. Die Mittelhand erreicht allerdings nicht ganz die Länge des Vorderarms, sie steht derselben um 1,5 mm nach, doch glaube ich, daß dieser geringfügige Unterschied nicht von Belang ist, zumal in „*Pt. pulchellus*“, auch nach der Ansicht H. v. MEYERS selbst, ebenso

¹⁾ A. a O. S. 71.

²⁾ Fauna d. Vorwelt. 1860 a. a. O. S. 31. T. I. Fig. 1.

³⁾ „*Pterodactylus spectabilis* aus dem lithogr. Schiefer v. Eichstädt“. Paläontographica 10. Bd. 1861—63. S. 9.

wie in dem Individuum von Harlem ein jugendliches Exemplar vorliegt. Eine zweite Differenz läßt sich ferner in den Schädelmaßen feststellen, insofern die Schädellänge des Harlemer Stückes 35 mm, die von *Pt. pulchellus* 46,5 mm beträgt. Einige mm dürfen wir bei der letzteren Form allerdings in Abzug bringen, da der Schädel mit seiner Oberseite in das Gestein eingebettet liegt und, wie die Figur zeigt, in seiner hinteren Partie eine deutliche Bruchlinie durchsetzt; trotzdem scheint der Schädel des von der Seite sich präsentierenden Harlemer Exemplars, wenn seine vorderen Schnauzenpartien wirklich erhalten sind, relativ etwas kürzer zu sein, doch dürfte auch dieser Differenz weniger Bedeutung zugemessen werden, da im übrigen die Dimensionen des Schädels von *pulchellus* sich sehr wohl mit denen der größeren Individuen in Einklang bringen lassen, von denen III 51 mm, V 55 mm Länge erreichen. Aus diesen Gründen bin ich der Ansicht, daß *Pterodactylus pulchellus* H. v. MEYER mit dem älteren *Pterodactylus micronyx* H. v. MEYER zu vereinigen ist.

ZITTEL hat *Pt. pulchellus* mit *Pt. elegans* vereinigt, doch beruhten seine Angaben bei *Pt. micronyx*, wie wir eingangs sahen, auf einem Versehen bei der Niederschrift der Maße, sonst wäre er wahrscheinlich zu einem ähnlichen Resultat, wie es hier dargelegt wurde, gelangt.

Pterodactylus spectabilis H. v. MEYER steht, wie auch ZITTEL¹⁾ betont, und wie aus obiger Tabelle ersichtlich ist, *Pt. elegans* sehr nahe; eine genaue nochmalige Überprüfung des Originals dürfte wohl die Identität beider Arten bestätigen.

¹⁾ A. a. O. S. 77.

9. Über Mineralfundorte in den Alpen und über Gesteinsmetamorphismus.

Von Herrn JOH. KOENIGSBERGER.

Hierzu Taf. XIII u. 12 Textfig.

I. Mineralfundorte.

Als alpinen Typus der Minerallagerstätten¹⁾ kann man Mineralvorkommen auf kurzen Spalten definieren, deren Paragenese streng vom Nebengestein abhängig ist. Demgemäß zeigt auch das umgebende Gestein mehr oder minder stark eine Zersetzung und teilweise Auflösung.

Chemisch in der Natur der Lösungsmittel, aber nicht genetisch und geologisch stehen die alpinen Mineralbildungen den epigenetischen Mineralbildungen auf Erzgängen nahe. Sie sind bei verhältnismäßig niedriger Temperatur unter 500° entstanden; aus der Tiefe ist Wasser mit Kohlensäure, vielleicht mit etwas Chlor, aufgedrungen. Der wesentliche Unterschied besteht darin, daß sie stets nur Mineralien enthalten, deren chemischer Bestand durch Lateralsekretion aus dem Nachbargestein entnommen ist, daß ferner ihre Bildung nicht mit direkt nachweisbaren Intrusionen von Tiefengesteinen zusammenhängt, und daß ferner die Mineralbildungen nicht auf Gängen längs bestimmter Zonen erfolgten, sondern die Mineralklüfte auf viele 100 cbkm Gestein ziemlich gleichmäßig verteilt und voneinander getrennt sind. Ein weiterer fundamentaler Unterschied ist der, daß die alpinen Mineralklüfte eine klare eindeutige Sukzession besitzen, die überall nahezu die gleiche ist, und fast dieselbe wie die der späteren Drusenmineralien in Graniten (soweit diese unter 500° gebildet wurden), während bei den epigenetischen Bildungen der Erzgänge eine eindeutige Sukzession fehlt.

¹⁾ In diesem Kapitel ist die Literatur nicht besonders angegeben; es sei hier nur auf die Untersuchungen von SAUSSURE, LUSSEUR, LARDY, VOM RATH, GROTH, SELIGMANN, v. FELLEBERG, WEINSCHENK, STRUEVER, LACROIX, DESBUISSONS und andern hingewiesen. Die meisten Angaben hier beruhen auf eigenen, früher nur teilweise veröffentlichten Beobachtungen des Verfassers.

Man kann 3 Unterabteilungen unterscheiden: die Kluftmineralien der sauren Gesteine (Eruptiva und krystalline Schiefer), die der basischen Gesteine (desgl.) und die der Sedimente spez. Kalksteine und Dolomite. Gemeinsam ist allen außer den oben erwähnten Eigenschaften noch die längliche



Fig. 1.

Anatasfundort in Sericitschiefer

(Unter den Hagstöcken, Maderanertal, Aarmassiv).

Quarzband weiß; in den länglichen dunkeln Hohlräumen sind die größeren Quarzkrystalle sichtbar, zwischen diesen sitzen kleine Anatas-krystalle. Die Kluftflächen sind schwach geneigt; man sieht den vertikalen Durchschnitt.

Gestalt der Hohlräume, die deutliche, oft sehr starke Zersetzung des Gesteines um die Klüfte. Parallel damit gehen die bekannten dynamometamorphen Neubildungen von Epidot, Quarz, Albit, Orthoklas, Muscovit, Chlorit usw. im Gestein, auf die wir hier nicht eingehen wollen.

Am häufigsten und reichhaltigsten sind die Mineralvorkommen in den Alpen, von der Dauphiné im Westen bis zum Ankogl im Osten. Doch gehören zu derselben Gruppe wohl auch Vorkommen in den Vereinigten Staaten wie die in krystallinen

Schiefern von Alexander Co., Nord-Carolina und in der Tatra auf Pass Rohatka, Österreich, in Granit. Ob die Quarzkrystalle in Kalkstein von Herkimer Co., New York, und die in kalkigen Zwischenflözen des Anthrazits bei Ystrad, Cardiff, England, hierher oder zu den exogenen Fern-Kontakten zu stellen sind oder auf lokaler Wärmeentwicklung beruhen, scheint mir unsicher.

a) In sauern Gesteinen.

Für alle sauren Gesteine ist das einen großen Teil der Klüfte ausfüllende helle Quarzband charakteristisch (vgl. z. B. Fig. 1).

a) Die verschiedenen Granite und Orthogneise haben, was möglicherweise auch mit der Stärke des Metamorphismus derselben

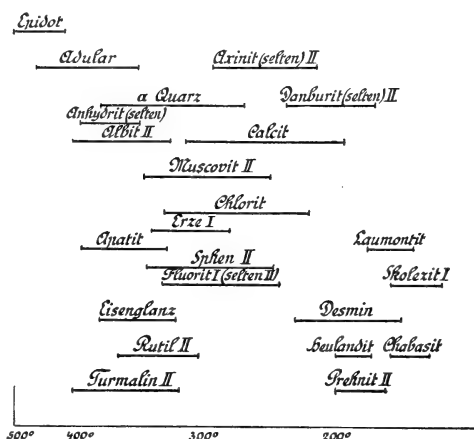


Fig. 2.

Paragenesis der alpinen Kluftmineralien in Graniten und Orthogneisen (Typen I und II).

zusammenhängen mag, etwas verschiedene Mineralparagenese. Auf dem beifolgenden Diagramm Fig. 2¹⁾ ist die Paragenesis von Aare-, Montblanc- usw. Granit, Urserengneis mit (I), die von

¹⁾ Auf den Diagrammen ist in bekannter Weise die Aufeinanderfolge der Mineralien durch Striche veranschaulicht: links die zuerst ausgeschiedenen, rechts die zuletzt ausgeschiedenen Mineralien. Je länger die Striche, um so größer das Krystallisationsintervall des Minerals. Die Ermittlung geschieht rein empirisch durch das Studium der Mineralstufen. Das zu innerst in der Kluft auf den andern sitzende Mineral ist das letzte, steht also ganz rechts auf dem Diagramm usw. Hypothetisch sind dagegen die Temperaturen.

Gotthard-, Tessiner-, Zillertaler Gneisgraniten und Glimmergneisen mit (II) bezeichnet. Zu bemerken ist, daß Apatit und Eisenglanz, ferner Muscovit und Fluorit sich gegenseitig auszuschließen

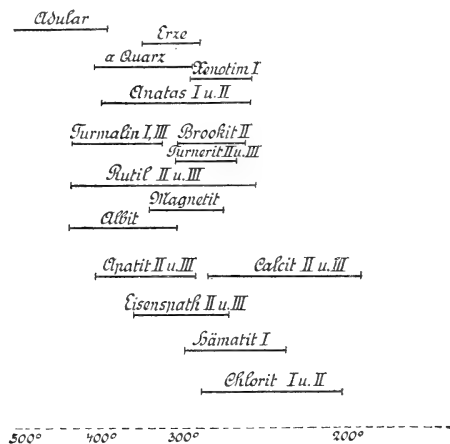


Fig. 3.

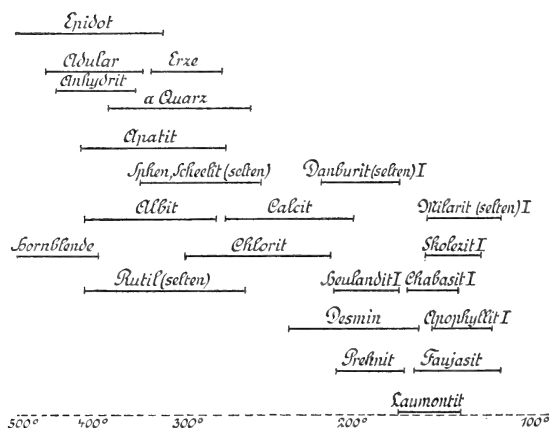


Fig. 4.

scheinen. Beispiele charakteristischer Fundorte sind: von 1 am Tiefengletscher, Furka, Schweiz, von 2 am Floienturm, Zillertal, Tirol, und Fibbia, Gotthard, Schweiz.

b) Die Glimmerschiefer (I), die Sericitgneise und Sericitschiefer (II), die Sericitphyllite (III) zeigen gewisse Ähnlichkeit

in ihrer Mineralassoziation; namentlich fällt das Vorwiegen der Titanoxyde auf, die vermutlich in diesen Paragesteinen ursprünglich als sehr feine Dachschiefernadeln (Rutil) im Gestein eingesprengt waren.

Charakteristische Fundorte von I sind am Kollergraben im Binnental, Schweiz, an der Grieswies-Alp in der Rauris, Österreich, von II im Griesertal am Maderanertal, Schweiz, ferner bei Le Puits bei St. Cristophe, Dauphiné, und 3 am Rhein bei Sedrun, Graubünden.

Fig. 1 zeigt ein Vorkommen des Typus II mit dem für alle sauren Gesteine charakteristischen Quarzband. Das Diagramm Fig. 3 stellt Sukzession und Paragenesis dar.

c) Syenit I und Diorite II bilden in ihren Mineralassoziationen den Übergang zu denen der basischen Gesteine vgl. Fig. 4. Zu den Syeniten seien auch ihre aplitischen und lamprophyrischen Ganggesteine gerechnet. Typische Mineralfundorte von 1 sind an der ersten Mutte des Gletschers von Val Giuf bei Sedrun, Schweiz, von 2 beim Ruseinertobel, Disentis, Schweiz. Die Amphibolite haben dieselben Assoziationen wie II.

b) In basischen Gesteinen.

Das Fehlen des Quarzbandes unterscheidet sie sofort von den Vorkommen der sauren Gesteine.

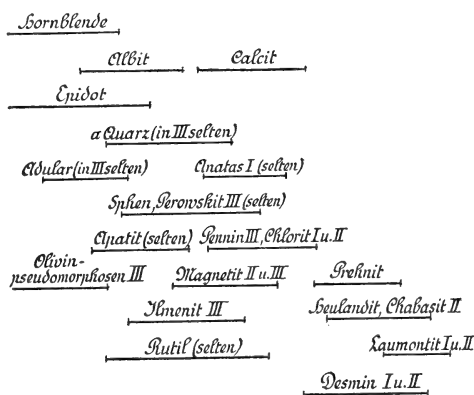


Fig. 5.

a) [Gabbro, Peridotit, Serpentin III], [Lavezstein, Hornblendeschiefer I], [Grünschiefer, Tremolaschiefer II] usw. haben sehr verwandte Mineralassoziationen, die auf dem betr. Diagramm Fig. 5 dargestellt sind.

Im Serpentin ist der Fundort am Wälschen Ofen, Binnental, Schweiz, gelegen, in Hornblendeschiefer der vom Tieftal, Ried, Uri, Schweiz. Sie sind durch reichliches Auftreten von Amianth ausgezeichnet und stehen wohl im Zusammenhang mit der Genesis der Asbestlager im Gestein.



Fig. 6.

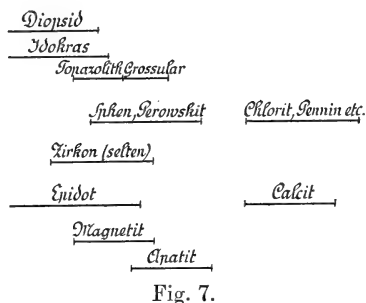
Fundort von Albit und Sphen auf vertikalen Kluftflächen eines metamorphen Gabbro.

Man sieht im Vordergrund 3 große vertikale Kluftflächen mit kleinen Krystallen der betr. Mineralien besetzt. Die anderen Kluftflächen sind vom Gletscher weggesprengt, und daher kann man hier zufällig die eine Seite einer Mineralkluft frei sehen. (Maderaner Tal, Reischti-Tschingel Firn, Aarmassiv.)

Fig. 6 zeigt ein typisches Vorkommen in Hornblendegneis der aus Diorit-Gabbro entstanden ist. Auf der Kluft findet man Albit, Sphen, Quarz usw. Von Fundstellen im Grünschiefer ist die berühmte in der Knappenwand, Untersulzbachtal, Salzburg, zu erwähnen. Im Gabbro liegen die Fundstellen am Drun bei Sedrun, Schweiz. — Ob die im Serpentin vorkommenden Olivinpseudomorphosen in Klüften zufällige primäre Gesteinsminerale oder wirkliche Kluftminerale sind, ist zweifelhaft. Alle die oben genannten Gesteine

mit Ausnahme des Tremolaschiefers sind als Orthogesteine durch Übergänge miteinander verbunden.

b) Besonders schön sind die Mineralien in kleinen unregelmäßigen Hohlräumen von Kalkkontaktschollen in den basischen Gesteinen, spez. den Serpentin. Diese Hohlräume sind wohl primär pneumatolytisch entstanden und sind viel später sekundär von den alpinen Kluftmineralien ausgefüllt worden.



Die bekannten Fundstellen der Rymfischwängi bei Zermatt, Schweiz (vgl. Fig. 15), und der Testa Ciarva bei Ala, Piemont, ferner an der Schwarzen Wand, Groß-Venediger, Salzburg, Österreich, gehören zu dieser Gruppe, ebenso vermutlich die im Chloritschiefer am Wildkreuzjoch bei Pfitsch, Tirol. Die Succession ist durch das Diagramm Fig. 7 gegeben. — Ein Analogon an Kalkkontakt mit saurem Gestein ist S. 519 beschrieben.

c) In Kalken und Dolomiten.

Die Kalke und Dolomite wurden dynamometamorph umkrystallisiert und lokal in grobkörnige Marmore verwandelt. Die Beimengungen krystallisieren dann prächtig zum Teil in kleinen Hohlräumen aus. Der Dolomit von Passo Cadonighino, Campolungo, Tessin, Schweiz, führt hauptsächlich Tremolit, Phlogopit, Pyrit, ferner, wenn auch nur lokal, noch Turmalin, Korund, Diaspor, Fluorit, Quarz, Orthoklas usw. Hiermit verwandt sind vielleicht die Schmirgellagerstätten auf Naxos. Der Dolomit von Imfeld im Binnental, Schweiz, enthält neben schönen Dolomitkrystallen Calcit, Zinkblende, Baryt, Pyrit, Bleiglanz, Jordanit, Muscovit, Auripigment, Realgar, Rutil, Quarz, Turmalin, Dufrenoyisit, Hyalophan, Rathit, Tremolit, Talk, Phlogopit, Proustite, Baumhauerit, Seligmannit, Hutchisonit usw.

Die Mehrzahl der Dolomiten der Alpen führt in Klüften meist nur Dolomit, sehr selten noch Rutil und Pyrit und noch weniger häufig Phlogopit, Turmalin, Adular.

Die Kalke bestimmter Horizonte des Malm und der Kreide in den Schweizer Alpen, z. B. an der Oltschialp bei Brienz, Schweiz, haben stellenweise große Höhlungen, die mit Kalkspat und Flußspatkrystallen erfüllt sind. Man wird den Fluorit wohl einem primären Flußspatgehalt der betr. Schicht zuschreiben können. Dieser mag seinerseits auf thermalen Einflüssen während der Sedimentation beruht haben. Vielleicht aber auch auf dem Fluorgehalt der Korallen, den ANDRÉE¹⁾ betont²⁾.

Allenthalben in den Alpen wie in stark gefalteten Gebieten (Jura) findet man im Kalk Höhlungen mit kleinen Calcitkrystallen. Daß diese nicht durch meteorisches Wasser bei gewöhnlicher Temperatur entstanden sind, beweist ihr Fehlen in den Kalken der tektonisch ungestörten oder von Thermen freien Ländern.

Auf den beistehenden Karten sind die Mineralfundorte einmal in den ganzen Alpen in den sauren und den basischen Gesteinen angegeben. Zugleich ist auch versucht die Grenze für die intensivere Metamorphose der mesozoischen Gesteine (also die tertiäre Metamorphose) und für die prämesozoische Metamorphose (die untercarbonische Gneisintrusion anzugeben. Dasselbe wurde auf der zweiten Karte der Schweiz detaillierter ausgeführt³⁾. Immerhin erlaubt der Maßstab und der Schwarzdruck nur eine angenäherte Wiedergabe meiner Beobachtungen. Klarer und eingehender sind die Mineralfundorte auf der Karte des östl. Aarmassiv⁴⁾ berücksichtigt, auf der man die Verteilung im einzelnen ersehen kann.

Man erkennt deutlich die Verteilung der Fundorte in sauren Gesteinen inmitten und nördlich der Zone des maximalen Dynamometamorphismus (axialen Zone). Die

¹⁾ ANDRÉE, Diagenese der Sedimente. Geol. Rundschau 2. 117. 1911.

²⁾ Genetisch verschieden von diesen alpinen Calcit-Fluorit Kluftmineralien sind die Vorkommen im südlichen Schwarzwald und anderwärts, bei denen meist ein Zusammenhang mit einzelnen Verwerfungsspalten, Thermalquellen nachweisbar ist. Außerdem ist in ganz Süd- und Mittel-Deutschland Dyas, untere und mittlere Trias vielfach durch regionale Thermalbildungen ausgezeichnet; es sei an die Bleiglanzbank in Südbaden, an Quarz-Amethystdrusen im untern Buntsandstein usw. erinnert.

³⁾ Ich möchte mit Rücksicht auf eine vielfach verbreitete Ansicht (z. B. ESCHER, Diss. Zürich 1911) betonen, daß die Carbonmulden der Alpen vor der Entstehung der Massive und der Granitintrusionen da waren und daß sie also sehr wohl quer über die jetzigen Massive durchstreichen können.

⁴⁾ Vergl. p. 90, Anm. 1.

Fundorte in basischen Gesteinen liegen südlich dieser Zone. Das letztere hat wohl folgende Ursachen: Die basischen Gesteine, insbesondere die jetzigen Serpentine, kommen in den Alpen hauptsächlich auf der Südseite vor. Diese Gesteine sind aber, verglichen mit den sauren, leicht zersetzlich. Selbst in Gegenden, wo die tektonischen Störungen viel schwächer waren, sind die Gabbro-Peridotite in Serpentine umgewandelt. Z. T. ist allerdings die Serpentinisierung der älteren ultrabasischen Gesteine ein Kontaktphänomen bei der Gneisintrusion gewesen; die serpentinisierten Peridotite sind auch im Schwarzwald und im Fichtelgebirge älter als die Gneismetamorphose. Für einen Teil der basischen Gesteine ist aber die Intrusion wie auch die Serpentinisierung später erfolgt, z. B. wie im Apennin tertiär. Die basischen Gesteine sind, wie sich chemisch direkt nachweisen läßt, von heißen sauren Lösungen (z. B. CO_2 -haltigem Wasser) leichter angreifbar als die sauren Gesteine. Daher sind in ihnen Mineralfundorte ziemlich weit außerhalb der Zone des maximalen Dynamometamorphismus anzutreffen. Insbesondere sind die Kontaktminerale dieser Gesteine an Kalken wie Diopsid¹⁾, Vesuvian usw. in heißem Wasser leicht löslich, und an den Kontaktschollen hatten sich primär kleine unregelmäßige pneumatolytische Hohlräume ausgebildet, die bei der tertiären Metamorphose mit den entsprechenden Kluftmineralien ausgefüllt wurden.

Die Fundorte in sauren Gesteinen liegen der axialen Zone näher; denn die sauren Gesteine bzw. ihr Plagioklas, Biotit sind schwerer chemisch angreifbar. Daher nimmt auch der Mineralreichtum mit der Annäherung an die axiale Zone zu. Daß in der axialen Zone selbst die Mineralfundorte selten sind, hat meines Erachtens eine rein mechanische Ursache. Man sieht nämlich, daß die Klüfte je näher der axialen Zone, um so kürzer und niedriger werden, und das beruht offenbar auf der maximalen allseitigen Pressung, die dort ausgeübt wurde. Klüfte können nur entstehen, wenn nach einer Richtung der Druck geringer ist. Ein solcher Druckunterschied kommt leichter zustande, wenn die Druckverteilung stationär und homogen ist. Die ungleichmäßige Verteilung der Mineralfundorte in demselben Gestein in äquimetamorpher Zone beruht daher meines Erachtens nur auf bestimmten mechanischen Ursachen.

¹⁾ Vergl. Zentralbl. f. Min. 1906, S. 353 ff.

II. Gesteinsmetamorphismus.

a) Tertiäre Metamorphosen.

Wir müssen jetzt dazu übergehen, die Fragen des Gesteinsmetamorphismus in den Alpen zu diskutieren. Wir haben zunächst eine jüngste tertiäre Metamorphose gleichzeitig mit der Bildung der Kluftmineralien, die in den Gesteinen z. T. ganz dieselben Mineralien wie in den Klüften hervorgerufen hat. Man hat bisher fast nur von einem Gesteinsmetamorphismus in den Alpen gesprochen und diesen entweder auf Druck- oder auf Kontaktumwandlungen oder auf beides gleichzeitig zurückgeführt. Der Verf. hat 1909 drei¹⁾ Hauptgesteins-Metamorphose, die zeitlich, ursächlich und in ihren Wirkungen verschieden sind, in den Alpen festzustellen gesucht. Diese Unterscheidung wurde auch 1909 zum erstenmal auf der Karte des östl. Aarmassivs durchzuführen versucht; doch wurde ihm damals von autoritativster Seite entgegengehalten, daß diese Unterscheidungen nicht berechtigt seien. Es ist ihm nicht bekannt, inwieweit sich jetzt die Anschauungen geändert haben. Es soll versucht werden, hier die neue Auffassung eingehender darzulegen und zu begründen. Um zunächst einmal ihre regionale Intensitätsverteilung zu erkennen, muß man meines Erachtens von den Veränderungen der sicher mesozoischen, wenn möglich der posttriadischen oder besser der postrhätischen Gesteine ausgehen. Die prämesozoischen Gesteine sind natürlich ebenfalls verändert worden; aber sie haben schon früher eine oder zwei Metamorphosen erlitten, und das erschwert die Diagnose. Die mesozoischen Gesteine sind nur im Tertiär umgewandelt. Bei einer Vergleichung muß die chemische Zusammensetzung der Sedimente berücksichtigt werden. Wir unterscheiden Kalke, tonige Kalke, Kalkmergel, Tonmergel, sandige und kalkige Tone sowie Dolomite. Leider bilden nur die Dolomite einen allenthalben wiederkehrenden Horizont. Der Grad ihrer Krystallinität ist daher vorläufig ein wesentliches Maß der Metamorphose.

Wir können rein empirisch folgende Zonen unterscheiden, die sich von Norden nach Süden aneinanderreihen, wobei als Beispiel ein Schnitt durch den Alpenbogen von Luzern nach Luino gewählt werden soll.

1. Normale oder nur wenig und nur mechanisch veränderte Sedimente der nördlichen Vorketten am Vierwaldstättersee.

¹⁾ Stellenweise sind sogar 4 Metamorphosen zu unterscheiden, so z. B. an den Dioriten in den Sericitgneisen des Aarmassivs.

Fossilien sehr gut erhalten; doch sind die Tonmergel und Schiefertone schon deutliche Tonschiefer geworden.

2. Schwach umgewandelte Sedimente, z. B. Wendenjoch bei Engelberg. Die Kalke sind noch ziemlich unverändert; die tonigen Kalke weisen dagegen schon etwas Glimmer auf; die Kalkmergel ebenfalls. Die Tonmergel sind am empfindlichsten und nähern sich bereits Chloritschiefern; der Dolomit ist nicht umkrystallisiert. Fossilien gut erhalten, aber teilweise gezerzt.

3. Stärker umgewandelte Sedimente, z. B. bei Färnigen. Die Kalke sind von weißen Adern durchzogen; das kohlige Pigment fängt an sich zu konzentrieren; die Tonmergel sind schon echte Chlorit-Albitschiefer, aber von sehr feinem Korn; der Dolomit ist etwas weiter südlich am Kühlplankenstock als eingeklemmt und schon teilweise umkrystallisierter Fetzen erhalten. Fossilien deutlich, aber stark gedehnt.

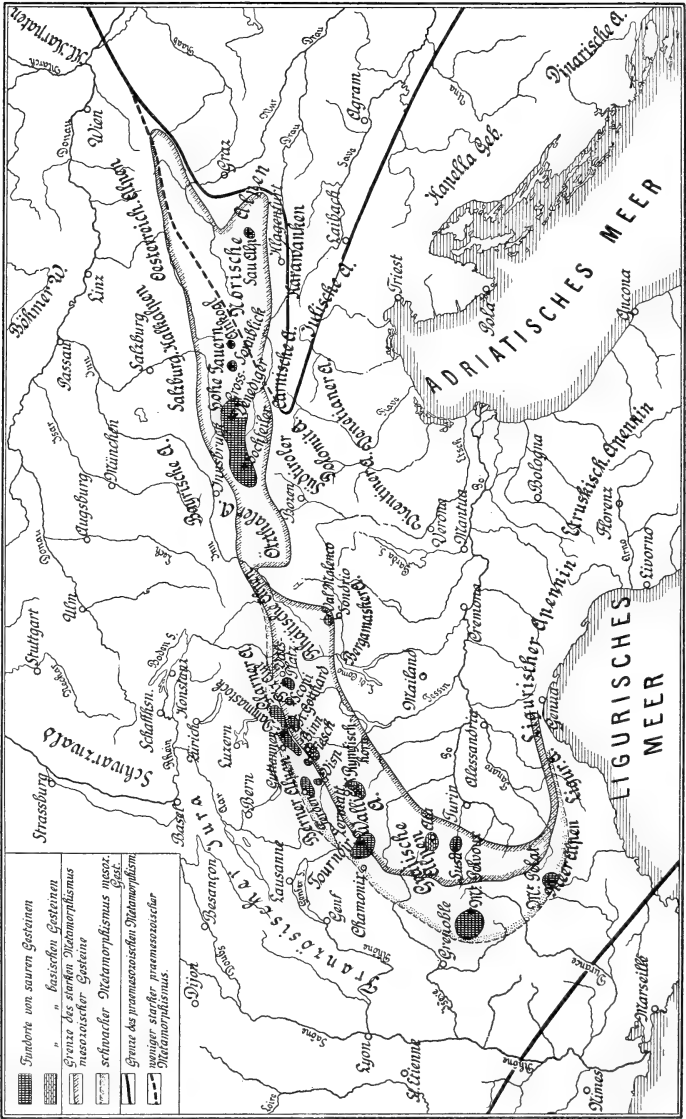
4. Durchgreifend veränderte Sedimente der Urserenzone, z. B. Andermatt. Der Kalk ist zum Teil marmorisiert; nur stellenweise sind Fossilien schlecht erhalten; die Tone sind Sericitschiefer und Chloritschiefer geworden, die Kalkmergel zu Kalkglimmerschiefer. Der Dolomit (mit Gips) ist deutlich krystallinisch.

5. Vollkommen metamorphosiert, und zwar maximal, ist die Zone des Gotthardmassivs z. B. am Lukmanier. Die Kalkmergel sind Kalkglimmerschiefer, die Tonmergel Zoisitschiefer, die sandigen und kalkigen Tone sind Chloritschiefer oder Schiefer mit eigenartig büschelförmiger Hornblende¹⁾, der Dolomit ist zuckerkörnig²⁾. Die Fossilien sind sehr selten und nur unter bestimmten Bedingungen erhalten. Diese Zone ist die weitaus mächtigste.

Dieselben Zonen folgen in umgekehrter Reihenfolge nach Süden, sind aber relativ viel schmaler, und 3 und 2 sind auf einen engen Raum zwischen Bellinzona und Luino zusammengedrängt, z. T. fehlen sie auch ganz. Das letztere wird wohl tektonische Gründe haben. — Hier ist wohl die Wurzelgegend der großen Decken, die metamorphosierte Unterlage ist jetzt von nicht-metamorphen, von Süden her überschobenen Sedimenten bedeckt, die deshalb scheinbar unvermittelt an die metamorphen Gesteine zu grenzen scheinen. Eine zweite geringere Lücke

¹⁾ Es sind das ganz schmale Einlagerungen, die nichts mit den Hornblendegesteinen der Para- und Orthogneise am Gotthard zu tun haben.

²⁾ Die Trias ist in der Südzone primär reicher an Anhydrit und Salzen, und das bedingt wohl die Rauhwackebildung. Diese hat nichts mit der Metamorphose zu tun.



Fi. 8.

ist nach C. SCHMIDT in der Rhein-Rhonetalnarbe zu suchen; mir scheint, daß sie dort zwischen den unteren Sedimenten und dem Gotthardmassiv liegen könnte.

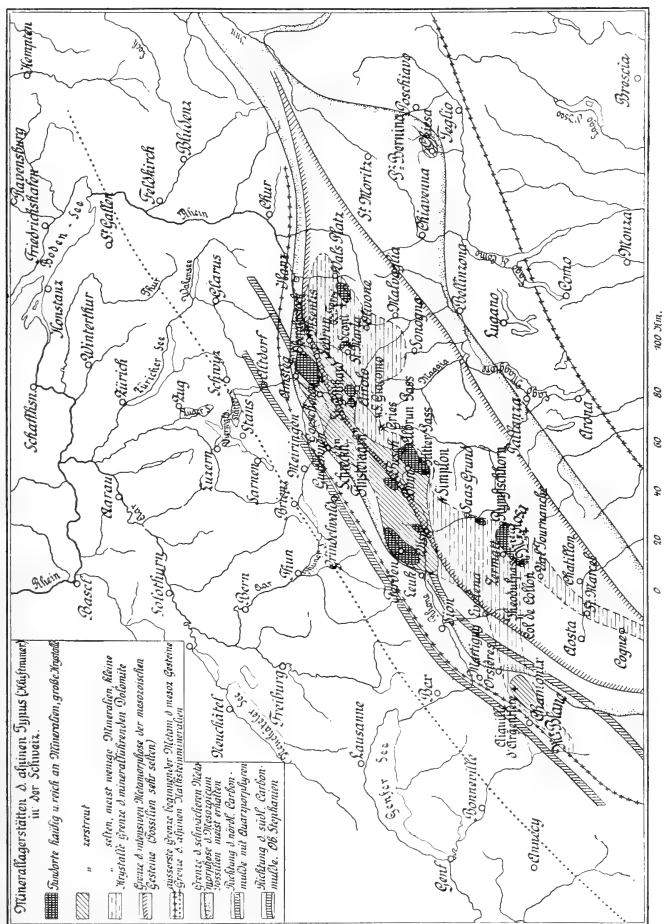


Fig. 9.

Auf der Kartenskizze sind die oben erwähnten Zonen annähernd skizziert, soweit der Raum das erlaubte.

Lediglich die jetzige tatsächliche Verteilung der Zonen wurde berücksichtigt und nicht, wie dieselben wären, wenn man einzelne tektonische Vorgänge rückgängig machen würde.

Es würde zu weit führen, hier die Quellen für die 2 Skizzen anzugeben und zu erörtern, wo eigene Beobachtungen den Verf. zu einer andern Auffassung gebracht haben, als sie in der Literatur vertreten ist. Die Darstellung muß später, wenn die Kartierung der Alpen weiter fortgeschritten ist, und der Frage des Metamorphismus mesozoischer Gesteine mehr Beachtung geschenkt wird, wohl mehrfach abgeändert werden. Gleichzeitig mit der Metamorphose des Mesozoicums sind die prämesozoischen Gesteine, die schon vortertiär krystalline Schiefer waren, umgewandelt.

Die Art der tertiären Metamorphose kann im wesentlichen kurz als die der oberen Tiefenstufe von BECKE, BERWERTH und GRUBENMANN bezeichnet werden. Es sei auf die vorzüglichen Studien und Schilderungen dieser Autoren verwiesen und nur hervorgehoben, daß die neugebildeten Gesteinsmineralien zumeist solche sind, die man als Kluftmineralien findet. Hierbei sind unstreitig, wie a. a. O. gezeigt, entsprechend der Auffassung von P. TERMIER Wasser und Kohlensäure als Apports souterrains aufgestiegen; sie sind die eigentlichen Agenzien der Umwandlung zur Série cristallophyllienne. Ob hierbei in der Tiefe Magma aufgedrungen ist, eine Teleintrusion stattgefunden hat, ist eine noch unentschiedene Frage. Dagegen sind keine festen Stoffe, auch nicht Quarz, gelöst eingedrungen. Wo Quarzadern in den dynamometamorphen Gesteinen zu sehen sind, haben sie nichts mit pegmatitischen Bildungen zu tun. Solche quarzitisch-pegmatitischen Adern kommen dagegen bei der präobercarbonischen Gneisintrusion vor.

Eine andere Art von tertiärer Gesteinsumwandlung, die tektonisch von größter Bedeutung ist, hat merkwürdigerweise in den Alpen wenig Beachtung gefunden. An den Diskontinuitätsflächen von Bewegungen entstehen Pfahlbreccien und Mylonite. Die ersteren hauptsächlich an Brüchen, die letzteren an Verwerfungen und der Basis der Decken.

Da in den Alpen über die mylonitischen Bildungen wenig bekannt ist, müssen wir Beispiele in außeralpinen Gebieten heranziehen. Schon angeringfügigen Verwerfungen ist häufig nur die eine Seite des Gesteins zertrümmert und durch Druck wieder verfestigt, an der Oberfläche oft poliert. In diesen Fällen sind chemische Veränderungen selten; es sind nur Reibungsbreccien mit verschiedener Korngröße. Sowie aber große Bruchlinien, Verwerfungen, Überschiebungen auftreten, kann man außer der bekannten mylonitischen oder Mörtelstruktur zunächst die Neubildung von Quarz und die vielleicht scheinbare von Sericit wahrnehmen. Wohl das älteste Beispiel dafür ist der „baye-

rische Pfahl⁴, eine Zone verkieselter zerriebener Gesteine. Längs der Bruchlinie sind vermutlich kieselensäure- und alkalihaltige Thermalwässer hinaufgedrungen. Ähnliche Bildungen beobachtet man allenthalben. Im Aarmassiv z. B. im Erstfeldergneis zeigen stark verkieselte und zertrümmerte Zonen die Bruchlinien an.

Wesentlich intensiver, ausgedehnter und von starken chemischen Veränderungen begleitet sind die durch horizontale Überschiebungen veranlaßten mylonitischen Zonen, auf deren Bedeutung für die Überschiebung des schottischen Hochlandes und Struktur LAPWORTH¹⁾ zuerst aufmerksam gemacht hat. Sie sind besonders klar in der von TÖRNEBOHM²⁾ als eines der ersten Beispiele einer großen einfachen Überschiebung gedeuteten Decke von Jämtland.

Dort ist die autochthone Unterlage silurischer Kalke nur wenig metamorphosiert, etwas aufgerissen und von Lösungen imprägniert. Dagegen ist die Unterfläche der Decke, die also vermutlich der bewegte Teil war, zertrümmert, teilweise in Schiefermylonite, teilweise in Mylonite ohne Paralleltexur verwandelt. Die chemische Umwandlung ist in der Jämtlanddecke gering; chemisch schon stärker beeinflußt sind die sog. Kakirite von der Decke am Torneträsk³⁾ (Lappland). Sie zeigen Neubildung von Sericit und spärlicher von Chlorit und Epidot. Eine weit intensivere Umwandlung, die einen Übergang zur eigentlichen Dynamometamorphose bildet und bereits mit ihr zusammenfällt, verbunden mit Auswalzung zeigt der Granit der Hardanger-Jökul-Decke⁴⁾ in Norwegen. Das Gestein der Decke gleicht den Pressungszonen in den alpinen autochthonen Granitmassiven, z. B. der Urserengneiszone im Aarmassiv, nur mit dem Unterschied, daß in Norwegen die Schieferung horizontal ist, der horizontalen Überschiebung entsprechend, im Aarmassiv vertikal, durch die schräge gleitende Hebung verursacht. In beiden sind charakteristisch: neugebildeter Epidot, Sericit, Mikroklin, myrmekitische und mikroperthitische Verwachsungen, vielleicht etwas Albit, Quarz, Zertrümmerung der ursprünglichen Bestandteile, wobei nur der Orthoklas teilweise erhalten bleibt, und eine äußerst starke Paralleltexur, hauptsächlich durch fein

¹⁾ CH. LAPWORTH: *Nature* **32**, S. 558, 1885.

²⁾ A. E. TÖRNEBOHM: *Geol. För. Förh.* Stockholm 1888; *Kgl. Svenska Vetensk. Ak. Förh.* XXVIII, Nr. 5, 1896, u. *Congr. intern. geol.* in Wien, *Compte rendu* 1903.

³⁾ P. J. HOLMQUIST: *Guide Congr. géol.* Stockholm. 1910, Nr. 6, S. 27 ff.

⁴⁾ Vergl. die Übersichtskarte von TÖRNEBOHM, ferner REUSCH, BJÖR LYKKE, REKSTAD in *Norges geol. undersög.* Aarbog 1902 und REKSTAD, Aarbog 1903.

ausgewalzten Biotit bedingt. Nach oben gehen diese Schiefer der Hardanger-Jökul-Decke allmählich (200—400 m) in Augengneis, dann in „Protogin“, schwach geschieferten Granit, über; doch bilden sich häufig höher wieder sekundäre Gleitzonen innerhalb der Decke aus, die im kleinen dasselbe zeigen¹⁾. Unmittelbar an der Auflagefläche sind die silurischen Schiefer, über die sie hinweggeschoben wurden, eingewalzt; an manchen Stellen hat sich ein dynamometamorphes Mischgestein gebildet. Die Unterlage ist mechanisch nur auf ganz kurze Strecken, etwa 10—50 m Abstand von der Grenzfläche, beeinflußt, eine Erscheinung, die wir sehr häufig wiederfinden.

In den Alpen ist eine ähnliche Facies auch in den autochthonen Massiven häufig; nur liegt die Schieferungsebene vertikal, entsprechend den Bewegungen (schräger Hebung) in vertikaler Richtung. Es scheint mir besonders beachtenswert, daß nicht die Druckrichtung, die in den Alpen wie in Skandinavien wesentlich horizontal war, sondern die Bewegungsrichtung die Schieferungsebene bestimmte. Inwieweit die vielfach horizontal liegenden Gneise des Tessiner, Simplonmassivs usw. durch Überschiebung ihre Paralleltextur erhalten haben oder ob diese primär ist, läßt sich nicht immer leicht entscheiden. In Graubünden hat W. v. SEYDLITZ²⁾ Mylonite an der Basis von Überschiebungen entdeckt. Am Pizzo Castello und Punta di Diei (Simplon) fand ich die Basis der von C. SCHMIDT³⁾ dort aufgefundenen Decke deutlich mylonisiert; der Gneis ist in einen sericitischen Glimmerschiefer verwandelt; Einpressungen von Dolomit usw. sind häufig. Ähnliches ist vielfach an den von den Schweizer Geologen als anormaler Kontakt bezeichneten Anpressungs- oder Überschiebungsflächen zu sehen. Quarzitisches Breccien und Mylonite sind in den Alpen weit häufiger, als man annimmt. Sehr schön ist die Pfahlbreccie an der Überschiebung des Alpgnover Quarzporphyrs über Sericitgneis an der Firnplanke der Windgälle zu sehen (vgl. Fig. 10). Wie Mylonite von Paragneisen und Sedimenten aussehen, ist fast gar nicht bekannt, nur einzelne Beispiele von gewalzten Kalken in den Alpen, von Torridonsandstein in Schottland sind anzuführen. Für eine sichere Konstatierung von Überschiebungen wäre das von

¹⁾ Näheres hierüber und über die mechanischen Grundlagen der Deckenbewegung an Hand der Beobachtungen in der Natur soll a. a. O. dargelegt werden. Die Ausführungen von O. AMPFERER (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. **56**, S. 534, 1906) scheinen mir in vielen Punkten zutreffend zu sein und verdienen eine eingehende Berücksichtigung.

²⁾ W. v. SEYDLITZ: C. R. Ac. Sc. **133**, 11. April 1910.

³⁾ C. SCHMIDT: Eclog. geol. helv. IX, S. 448, 1907.

größter Bedeutung. Wenn Mylonite oder Breccien fehlen, dürfte es kaum erlaubt sein, eine Überschiebung oder neue Decke anzunehmen. Außer alpin sind Mylonite, immer an der Basis der



Fig. 10.

Überschiebungsfläche (am Tritt, Hüfigletscher, Vorkette des Aarmassivs). Es ist der metamorphe obercarbonische Quarzporphyr (Alpgnover Platten) der Windgälle auf die präobercarbonischen krystallinen Schiefer (Sericitgneis) überschoben.

Man erkennt eine nahezu horizontal geplattete Reibungs- oder Pfahlbreccie von etwa 30 cm Mächtigkeit. Die Schieferung des Sericitgneis (unten) und der Alpgnover Platten (oben) ist angenähert, aber nicht genau konkordant. Sie ist in den Alpgnover Platten tertiär nach der Überschiebung entstanden und richtet sich nach der primären vor-tertiären Paralleltexur der Sericitgneise.

Decken oder in der Unterlage der Decke, von P. TERMIER¹⁾ in St. Etienne, Corsica, Elba festgestellt worden. — Mir scheint, daß ein Teil der Epidot, Chlorit oder Sericit vorwiegend führenden Glimmerschiefer durch horizontale oder vertikale Verschiebungen entstanden ist.

¹⁾ P. TERMIER: C. R. Ac. Sc. **142**, S. 1003, 1906; **146**, S. 1426, 1908; **148**, S. 1441, 1909.

Eine schwierige Frage ist die nach der Zeit und der Zeitdauer der tertiären Dynamometamorphose.

Zum Teil muß dieselbe vor den großen Überschiebungen beendet gewesen sein; denn wir sehen z. B. in der Gegend des Gr. St. Bernhard die hochmetamorphen Gesteine der axialen Zone auf wenig metamorphe der nördlichen Zone angepreßt und z. T. überschoben. Auch grenzen manchmal die axialen Gesteine, z. B. nördlich vom Pinzgau¹⁾, ganz scharf an nicht-metamorphe. — Ein weiterer Grund für eine frühere Zeit des Metamorphismus wäre der bisweilen auftretende Unterschied zwischen stärker umgewandelter Trias und kaum umgewandeltem Eocän in derselben Schichtreihe, der mir in den Glarner Überschiebungen auffiel. Doch müßte diese Frage erst genauer unter Berücksichtigung der Gesteinsverschiedenheit studiert werden.

Ein Einfluß der Überlastung ist oft und von den hervorragendsten Alpengeologen betont worden, aber ich kann mich für die Zentralalpen dieser Ansicht nicht recht anschließen.

Betrachten wir zuerst außeralpine große Überschiebungen, so ist in der Jämtlanddecke²⁾ das Obere, z. B. die Kölischiefer³⁾, hochmetamorph, die Unterlage von Silurschiefern, abgesehen von mechanischen Wirkungen, nicht. In der Hardangerdecke ist, wie ich beobachtete, die Decke an ihrer Basis hochmetamorph sowohl physikalisch durch den Umsatz mechanischer Energie in Wärme als auch chemisch, die Unterlage nicht. — Auch in den Alpen, z. B. im Oberrheintal, bei Panix liegt das wenig veränderte Mesozoicum der Glarner Decke in gleicher Höhe wie die nur 6 km entfernten hochmetamorphen Bündner Schiefer bei Neukirch. An so benachbarten Punkten kann aber die Überlastung relativ nur wenig verschieden gewesen sein.

Man wird auch die tertiäre Dynamometamorphose in einzelne Abschnitte zerlegen müssen: vielleicht eine starke Metamorphose vor den Überschiebungen, eine bei den Überschiebungen an der Deckenbasis und eine damit gleichzeitige bei den Zusammen- und Aufpressungen der krystallinen Kerne.

b) Carbonische Kontaktmetamorphose.

Die Kontaktmetamorphose im engeren Sinne, so wie sie H. ROSENBUSCH definiert, ist in den Alpen überall da gut

¹⁾ Allerdings ist noch ganz unsicher, ob die Pinzgauer Phyllite mesozoisch sind; vermutlich ist das Gegenteil wahrscheinlicher.

²⁾ Die Jämtlanddecke scheint nach der Überschiebung noch erhebliche tektonische Störungen erlitten zu haben.

³⁾ Die Kölischiefer sind vermutlich kontaktmetamorphe Gesteine einer Gneisserie und ehemals Unteres Silur.

sichtbar, wo echte Granite vorkommen, und die tertiäre Metamorphose nicht so stark war, daß sie den Kontakt völlig verwischt hätte, also wesentlich in den nördlichen Zonen 2, 3 und 4.

Auch hier möchte ich wieder Beispiele aus dem Aarmassiv wählen.

Von den Kontaktmineralien sind nur die widerstandsfähigsten, Kalifeldspat, Biotit, erhalten; doch findet man, wenn auch nur selten, Andalusit usw. Die Granitintrusionen sind obercarbonisch; daher sind nur ganz selten Kontakte an Kalken oder besser Kalkschollen, die vielleicht Kohlenkalk sind, erhalten, so z. B. im Val St. Plazi bei Disentis. Hier findet man eine Kalkscholle an dioritischer Randfacies des Granit, durch eine 2—3 m breite Zone von Kalkhornfels mit Granat, Vesuvian, Diopsid usw. getrennt. Tertiär haben sich in den pneumatolytischen Hohlräumen Kluftmineralien wie Granat, Desmin usw. gebildet. — Die meisten Gesteine, die von den echten alpinen Graniten metamorphosiert wurden, sind krystalline Schiefer, Gneise, Glimmerschiefer usw., weil die Granitintrusionen der Nordzone prämesozoisch sind und nach den Gneisintrusionen erfolgten. Derartige Gesteine sind aber im allgemeinen nicht sehr umwandlungsfähig; am meisten sind es noch die Sericitgneise. In diese dringen mikrogranitische Gänge ein, die am Ende in Quarzporphyre übergehen.

Auf dem beistehenden Bild (Fig. 11) sieht man die Grenze zwischen der mikrogranitischen aplitischen Randfacies des Granits und dem metamorphen Sericitgneis, in dem besonders große Orthoklaskrystalle entwickelt sind.

Der Granit hat eine Zerklüftung nach zwei zueinander senkrechten Richtungen, die z. T. primär ist. — In der Nähe dieses Ortes sieht man an der Grenze eckige Schollen von Sericitgneis im Granit. In diesen Schollen hat sich vermutlich Biotit aus dem Magma angereichert; sie zeigen weit mehr Biotit als der normale Sericitgneis.

Das Alter dieser Aaregranite ist, wie a. a. O.¹⁾ gezeigt, vermutlich obercarbonisch. B. G. ESCHER²⁾ hat auch einen Pegmatitgang im Carbon des Tödi gefunden, der Kontakteerscheinungen hervorgerufen hat. Ähnlich verhält sich der Montblanc-Granit. DUPARC³⁾ und MRAZEC haben auch die Kon-

¹⁾ J. KOENIGSBERGER: Geolog. u. min. Karte des östl. Aarmassivs u. Erläuterung. Freiburg 1910.

²⁾ B. G. ESCHER: Über prätriassische Faltung in den Westalpen usw. Diss. Zürich 1911.

³⁾ H. DUPARC u. L. MRAZEC: Massiv du Mont Blanc. Mem. Soc. Phys. Genève **33**, 1898, p. 53.

takterscheinungen geschildert, die z. B. westlich vom Col des Grand Moutets nach meiner Beobachtung durchaus dieselben sind wie im Aarmassiv.

Bei Sembrancher nahe Bovinier, südlich der Drance fand ich den Montblanc-Granit, der Apophysen in das meist als Perm



Fig. 11.

Helle Granitapophyse, die den dunklen Sericitschiefer kontaktmetamorphosiert hat. (Großer Orthoklas mit Siebstruktur usw.)

Der primäre im Obercarbon entstandene Kontakt ist im Tertiär nicht stark verändert worden. (Aarmassiv, Oberalpstock, Schwarzstöckli.) Die Plattenstruktur der mikrogranitischen Apophyse ist z. T. primär, z. T. sekundär bei der tertiären Faltung verursacht.

bezeichnete Nachbargestein entsendet und echte Kontakthornfelse hervorgerufen hat. Das Gestein ist höchstwahrscheinlich kein Perm, sondern möglicherweise Carbon. Perm kommt in dieser Ausbildung kaum vor und ist am Nordrand der Alpen nicht sehr wahrscheinlich. Damit wäre aber der Montblanc-Granit, der bisher wohl stets vorcarbonisch angenommen wurde, als spätcarbonischer Granit zu bezeichnen. Auch im Pelvoux-

Massiv sind, wie P. TERMIER¹⁾ gezeigt hat, echte Kontakterscheinungen am Granit da. Ebenso hat MICHEL LÉVY sie aus der Nähe des Montblanc-Massivs beschrieben.

In den Ostalpen grenzt die Zone des maximalen Metamorphismus nahe an die Kalkalpen; wir sehen nördlich von ihr fast keine Granitmassive.

Kurz erwähnt sei auch die Kontaktmetamorphose der basischen Gesteine spez. der Serpentinmassive an den Kalken. Am besten sehen wir diese Metamorphose an eingeschlossenen Schollen im Serpentin; denn die frühere Umrandung der Serpentinmassen ist bei den gewaltigen tektonischen Verschiebungen, die sie erlitten haben, meist abgestreift worden. Nur selten, z. B. am Longhinpaß, wo G. STEINMANN²⁾ sie beobachtet hat, ist der primäre Kontakt erhalten. Das Alter der Serpentine ist schwer zu bestimmen. Ein Teil scheint, worauf die Untersuchungen von H. PREISWERK³⁾ hinweisen, mesozoisch; andere Serpentine, z. B. die in der südlichsten Zone gelegenen ebenso wie die des Gotthardmassivs, scheinen älter, etwa prä-obercarbonisch, zu sein.

Normalen Kontakt zeigen auch die Tiefen- und Ergußgesteinsintrusionen südlich der dynamometamorphen Zonen in den Ostalpen, so z. B. der Tonalit des Adamello nach den eingehenden Untersuchungen von R. LEPSIUS, W. SALOMON⁴⁾ u. a., Granite und Melaphyre von Predazzo nach C. DOELTER⁵⁾, J. ROMBERG, M. OGILVIE GORDON u. a. Diese Kontakte sind sehr schön erhalten, da sie nicht tertiär metamorphosiert wurden. Nur sind diese Eruptiva bedeutend jünger, sicher posttriadisch, vermutlich tertiär. Welche Granitmassive wohl als postmesozoisch aufzufassen sind, hat W. SALOMON⁶⁾ erörtert. — Leider wissen wir sehr wenig über die Gegend zwischen Adamello und Tessin. Die Bernina- und Disgraziagruppe, das Veltlin, das südliche Tessin sind vom modernen petrographisch-geologischen Gesichtspunkt aus noch nicht untersucht. Es wäre nicht ausgeschlossen, daß da auch tertiäre Granite zu finden sind.

¹⁾ P. TERMIER: Massiv du Pelvoux et Briançonnais. Livret guide Congr. géol. Paris 1900, Nr. 13a.

²⁾ G. STEINMANN: Verhdlg. Naturf.-Vers., S. 377. Karlsruhe 1911.

³⁾ H. PREISWERK: Grünschiefer usw., Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Lief. 26, 1907.

⁴⁾ W. SALOMON: Die Adamellogruppe. Abh. k. k. Geol. Reichsanstalt XXI, 1908, S. 316. Vergl. dort auch Literatur.

⁵⁾ C. DOELTER: Predazzo u. Monzoni. Congr. geol. intern. Wien, Exkursionen, Nr. 10, 1903. Vergl. dort auch die Literatur.

⁶⁾ W. SALOMON: Tscherm. Min. Mitt. XVII, 1897, H. 2/3.

c) Gneisgranit und Gneismetamorphose.

Wohl die größte Fläche in den Alpen nehmen die echten Gneise, Orthogneise und Paragneise, Glimmergneise, Glimmerschiefer, Sericitphyllite und die in ihnen auftretenden basischen Gesteine Amphibolite, Hornblendeschiefer, Serpentine, ferner die Kinzigiten usw. ein.

Wenn man prämesozoisch von Norden nach Süden den Alpenbogen in der Gegend der Zentralschweiz queren würde, so könnte man folgendes beobachten. Nördlich die stockförmigen Granitdurchbrüche des Aarmassivs, welche die benachbarten Schichten gesprengt und aktiv oder passiv aufgerichtet haben. Mit der Hauptmasse des Aaregranits hängen die wohl etwas früheren Intrusionen des südlichen Aaregranits zusammen. Ihre jetzt noch erhaltene südliche Kontaktzone, der Urserengneis, zeigt schon stärker den Injektionstypus¹⁾.

Viel deutlicher nähert sich dem Gneisgebirgstypus das südlich angrenzende Gotthardmassiv. Sein Granit geht nach Osten und Westen in typischen primären echten Orthogneis mit großen Feldspatäugen über, der stellenweise dann wieder granitische Ausbildung zeigt²⁾. Die Kontaktzonen sind, wenn auch nur etwa 2—4 km ausgedehnt, schon die der echten Gneismasse.

Mit Rücksicht auf die komplizierten Verhältnisse in den Alpen möchte ich zunächst am Beispiel des Fichtelgebirges, in dem die tertiäre Metamorphose ganz wegfällt, und die späteren Granite verhältnismäßig wenig Raum einnehmen, den Typus des oberdevonischen Gneisgebirges kurz besprechen. Vielleicht seit Anfang des Devons ist in der Tiefe unter Druck flüssiges Magma langsam in die Schichten eingepreßt worden. Hierbei fand eine sehr starke Erwärmung und wohl auch ein Aufdringen von Dämpfen statt. Der bewegliche Teil des Magmas, die pegmatitische Quarz-Feldspatlösung, drang parallel den Schichtfugen in die benachbarten Schiefer ein, und es bildete sich durch langsamen Fluß des Magmas, wobei sich die Glimmer-

¹⁾ Vgl. loc. cit. Ursprünglich war der Urserengneis vielleicht die südliche Glimmerschieferzone der nördlichen Gneismasse.

²⁾ Die jetzige Kataklasstruktur der Gotthardgesteine ist tertiären Ursprungs. Die tertiäre Verschiebung der Gneismassen hat dann aus mechanischen Gründen in den vorher nicht geschieferten Apliten eine Parallelstruktur hervorgebracht, wie sie W. SALOMON von Apliten im Gamsbodengneis beschreibt. Doch ist die Parallelstruktur des Gamsbodengneis m. E. primär.

blätter parallel der Bewegungsrichtung¹⁾ legen müssen, die Ortho- und Paragneiszone aus. Die Orthogneiszone ist im wesentlichen das langsam erstarrende Magma, daß sich unter großem Druck Platz schafft, und das sowohl Protoklasten wie Kataklasten zeigt. Die weiter entfernten Gesteine erleiden eine Umwandlung mit geringer Stoffzufuhr, wobei gesonderte pegmatitische Gänge auftreten, zu Glimmergneisen. Noch weiter entfernt ohne Stoffzufuhr entstehen Glimmerschiefer, Sericitphyllite und Phyllite²⁾; der einseitige Druck ist stark, wirkt langsam schiebend und zertrümmernd, vielfach ohne größere tektonische Störungen. Die Glimmerschiefer und Phyllite sind vielfach in feine parallele gepreßte horizontale Falten ge-

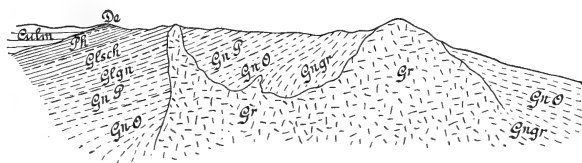


Fig. 12.

Schematischer Durchschnitt eines Gneis-Granitgebirges (Fichtelgebirge).

legt, die man nur im Anschliff erkennen kann. Dieser Prozeß hat in der Tiefe wohl sehr lange angehalten, vom Mitteldevon bis Culm; schließlich war die ganze Decke stark durchwärmt und gab dem Druck des Magmas nach. Das Magma drang plötzlich stockförmig empor und erstarrte richtungslos struiert als Granit (vgl. schematische Skizze Fig. 12).

Die Beobachtungen im Fichtelgebirge, auf denen diese Auffassung beruht, sind auf der Strecke Hof—Leimitz—Brambach (sächsisch-böhmische Grenze) gemacht und ergänzend am Nußhardt—Schneeberg bei Wunsiedel. Viele andere Stellen sind tektonisch so gestört, daß die Zonen dort nicht mehr kontinuierlich folgen, oder die Aufschlüsse sind recht schlecht.

Bekanntlich ist — es sei hier auf die Untersuchungen von C. W. GÜMBEL³⁾ und seiner Mitarbeiter und auf die Darstellung von R. LEPSIUS⁴⁾ verwiesen — eine Diskordanz zwischen Culm

¹⁾ Hr. O. MORATH hat auf meine Veranlassung theoretisch das Problem behandelt, wie sich Glimmer in langsam horizontal strömendem Magma und unter dem Einfluß der Schwerkraft stellt.

²⁾ Diese Folge ist natürlich nur dann möglich, wenn die ganze Schichtenfolge aus tonig-quarzigen Sedimenten besteht.

³⁾ C. W. GÜMBEL: Geogn. Beschreibung des Fichtelgebirges usw. Gotha 1879.

⁴⁾ R. LEPSIUS: Geologie von Deutschland II, S. 102 u. 214. Leipzig.

und dem Mittel- und Obercarbon vorhanden. Der Culm ist konkordant, bisweilen allerdings auch schwach diskordant auf den früheren Schichten; er ist wie auch im Schwarzwald z. T. noch schwach wohl durch pneumatolytische Endtätigkeit mit metamorphosiert worden. Die postculmischen Schichten sind alle unverändert, und wenn wie z. B. im Schwarzwald Teile des Muschelkalkes verkieselt und im untern Buntsandstein Mineraldrusen auftreten, so sind das wohl nur die letzten schwachen thermalen Nachwirkungen der magmatischen Nachschübe, die von den Gneisintrusionen im Oberdevon bis zu den Quarzporphyren des Perms dauerten. Bei Hof ist Silur und Devon in flacher, etwas gewellter und in sich bisweilen etwas diskordanter Lagerung fast unverändert. Gegen Rehau und Wurlitz hin werden die devonischen und silurischen Schiefer härter und glänzender, sind aber noch deutlich als solche erkennbar. In diesen Schichten sehen wir die Diabasgänge fast unverändert erhalten. Bei Wurlitz steht noch Devon an. Geht man dann die Straße durch Rehau nach Asch, so quert man zuerst die schwach nach Nordwesten geneigten Schichten, die das Liegende des Devons bilden. Man findet aber nicht Silur und Cambrium und Präcambrium, sondern die ganze regelmäßige Reihe Phyllit, Sericitphyllit, Glimmerschiefer, Glimmergneis, Paragneis und schließlich Orthogneis etwas südöstlich von Asch. Die Aufschlüsse sind leider oft recht dürftig; aber man kann leicht alle Übergänge dieser Gesteine kontinuierlich sammeln und, wo kleine Anbrüche sind, die flache Lagerung erkennen. Die Mikrophotographien (Fig. 13) von Dünnschliffen der Gesteinsserie können am besten das Gesagte veranschaulichen. Ganz ähnliche Profile sind randlich um das Fichtelgebirge mehrfach vorhanden; meist sind sie allerdings durch Verwerfungen, Überschiebungen, die wohl mit der letzten Phase, der Granitintrusion, zusammenhängen, nur in Bruchstücken erhalten. Geht man dann von Asch über Oberreuth nach Brambach, so sieht man den Orthogneis allmählich grobkörniger werden und in einen Augengneis übergehen. Bei Brambach, zwischen Bärenndorf und Röthenbach, wird der Gneis massiger, und plötzlich ist Granit da. Nirgends ist zwischen Gneis und Granit ein klarer Aufschluß zu erlangen, auch nicht bei Deckenhüsern im Steinbruch. Der Gesamteindruck, den man aus Feldstücken und aus der Lagerung in der Nähe der Grenze gewinnt, geht, wie R. Beck¹⁾, der die Gegend kartiert hat, meiner Ansicht nach mit Recht hervorhebt, dahin,

¹⁾ R. BECK: Erl. geol. Spezialk. K. Sachsen. Blatt Elster und angrenzende.

daß Granit und Gneis scharf getrennt sind. Andererseits kann man wie an so vielen andern Stellen das beobachten, was E. WEINSCHENK¹⁾ hervorhebt: Der Gneis wird mit Annäherung an den Granitstock grobkörniger und massiger. Dasselbe beobachtete ich später an andern Stellen, ohne das Problem lösen zu können, bis sich gute Aufschlüsse zwischen dem Nußhardt und dem Schneeberg nahe am Gipfelgrat auf der Ostseite, wo eine neue Straße gebaut wurde, fanden.

Geht man von Wunsiedel nach Hildenbach und Vordorf, so trifft man dort einen normalen Orthogneis. Steigt man gegen den Schneeberg an, so wird der Gneis grobkörniger, zeigt große Orthoklaskristalle und Brüche, die von Magma mit frischem Biotit verkittet sind (vgl. Fig. 14 [1]). Höher hinauf nehmen die Feldspatäugen an Größe zu, und die Parallelstruktur geht aus einer ebenen in eine gewellte über (Fig. 14 [2]). Noch weiter ändert die Parallelstruktur schon im Handstück ihre Richtung um 45° bis 90° , so daß fast ein Granit entsteht (Fig. 14 [3]). Auffallend sind viele Bruchlinien, die mit schwarzem Biotit erfüllt sind. Dann ist auf einmal ein klein- bis mittelkörniger Granit (Fig. 14 [4]) da, und man kann Stücke schlagen, (wie Fig. 14 [4a]), an denen Gneis mit deutlicher Parallelstruktur scharf an Granit grenzt (die Grenzlinie ist auf der Fig. 4a der Deutlichkeit halber nachgezeichnet). Danach ist die Deutung ziemlich einfach. Wir befinden uns hier an dem Quell oder Tiefenkrater des sauren Magmas, das unter Druck langsam in die umgebenden Schichten eingepreßt wurde. In diesem Krater selbst wechselte die Strömungsrichtung häufig; erstarrte Stücke zerbrachen und wurden wieder verkittet (Fig. 3). Schließlich brach aus irgend einem Grund die überlastende Decke; das Magma brach sich Bahn, drang rasch empor und erstarrte dann ohne zu fließen in Ruhe als feinkörniger richtungsloser Granit, dessen Kalifeldspat viel kleiner ist (vergl. 3 u. 4)²⁾. Mit dieser Phase, vielleicht sie verursachend, fangen die tektonischen Störungen an und dauern längere Zeit ebenso wie die als Granit erstarrenden Nachschübe des Magmas an. Das bestehende Schema soll das hier Gesagte erläutern.

Zuletzt kommen die pneumatolytischen Wirkungen, Erzgänge usw., die das obere Culm, das teilweise aus Granitarkose besteht, metamorphosieren.

¹⁾ Vergl. u. a. E. WEINSCHENK: Comptes rendu Congr. géol. intern. Paris 1900, S. 326.

²⁾ Dieser Granit hat, wo er an Phyllite grenzt wie am Gr. Waldstein, normale Kontaktgesteine mit Andalusit erzeugt.

Diese hier ausführlicher auseinandergesetzten Beziehungen zwischen Gneis und Granit scheinen mir vielfach andernorts wiederzukehren. Die Culmzone des Schwarzwaldes, die von Badenweiler bis Lenzkirch zieht, und die aus Arkosen, pflanzen- und fossilienführenden Culmschiefern, vielleicht auch ältern Schiefern besteht, grenzt ebenfalls an Granit und Gneis. Es fällt auf, daß zwischen Granit und Culm sich meist Gneis einschiebt. Der Culm ist nur teilweise zu Gneis metamorphosiert. Es scheint hier der Rand des Gneismassivs gelegen zu haben, längs dem schließlich auf Spalten das Magma empor- drang und als Granit erstarrte. Der Culm ist z. T. vielleicht noch von Gneis, z. T. von Granit¹⁾, z. T. schließlich von pneumatolytischen Vorgängen metamorphosiert. Erzgänge stehen mit letzteren in deutlichem Zusammenhang. Ein Teil des Culms, z. B. bei Badenweiler, ist nach der Granitintrusion abgelagert.

Die Serie Phyllit-Gneis entspricht aber nur einem Teilvorgang bei einer Gneisintrusion. In den paläozoischen Gneisintrusionen fast gerade so häufig, im Archaischen, z. B. in Schweden, dagegen überwiegend, ist die Durchtränkung mit ganz heißem Magma, wobei die ursprünglichen Sedimente zertrümmert und eingeschmolzen wurden. Insbesondere der leichtflüssige pegmatitische Magmateil konnte eindringen. Im Fichtelgebirge ist die Münchberger Gneisplatte dahin zu rechnen.

Die Hornblendegesteine entstehen z. T. aus Sedimenten, so im Marmorsteinbruch von Göpfersgrün, z. T. aus den silurischen und devonischen Diabasgängen (Hornblendegneis im Marmor von Wunsiedel, Steinbruch bei Schreibershäuser).

Häufig ist die eine Seite des Gneislakkolithen mit der normalen Serie begrenzt, die andere zeigt die eigentlichen Injektions- und Umschmelzungsgesteine. Ob die normale Serie ganz ausgebildet ist, hängt natürlich auch davon ab, ob der Sedimentmantel ursprünglich nur aus Tonschiefern oder auch aus Kalksteinen bestand.

Im südlichen Schwarzwald überwiegt die Injektionszone; im nördlichen war wohl ursprünglich die normale Serie ausgebildet, doch sind jetzt nur die inneren Zonen erhalten.

Betrachten wir auf Grund obiger Auseinandersetzungen das Alpengebiet zwischen Luzern und Lugano, so kann man hypothetisch folgende Intrusion saurer Gesteine unterscheiden:

¹⁾ Als Lokalitäten mit guten Aufschlüssen seien die Gegenden zwischen Schönau und Herrenschwand (Bildtanne) zwischen Spießhorn und Herzogenhorn, zwischen Schweighof und Langengraben genannt.

1. Die Hauptgneismasse des Tessiner Massivs und die Erstfeldergneisserie, wohl gleichzeitig mit den Schwarzwaldgneisen entstanden.
2. Das Gotthardgneisgranitmassiv.
3. Das südliche Aaregranitmassiv, und sehr bald darauf folgend
4. Die Hauptmasse des Aaregranits.

Die 4 Intrusionen schließen zeitlich und örtlich aneinander. Die Intensität der mit ihnen zusammenhängenden tektonischen Bewegungen ist bei 1. am schwächsten, bei 4. am stärksten. Ein Zusammenhang mit den seinerzeit von CH. LORY und von C. DIENER aufgestellten Zonen ist unverkennbar. Der Verf. würde vom petrographisch-geologischen Standpunkt (abgesehen von der Tektonik) eine etwas andere Zoneneinteilung nach Metamorphismus und Gebirgsbildung in den drei Hauptperioden vorziehen, diese Zonen würden sich aber teilweise durchschneiden; das soll a. a. O. erörtert werden.

Das Alter von 4. ist im Abschnitt III als obercarbonisch und sein Verhalten als der normalen Kontaktmetamorphose entsprechend nachgewiesen.

Der südliche Aaregranit 3. zeigt vielfach schon gneisartige Ausbildung und im Urserengneis eine Injektionsrandfacies. Er eignet sich im allgemeinen nicht besonders gut zum Studium, da es die im Tertiär am stärksten vertikal gehobene und seitlich aufgedrückte Masse ist.

Das Gotthardgneismassiv hat, wie eine Stelle zwischen der Militärbaracke von Pusmeda und dem Sellapass zeigt, wohl noch obercarbonisches vielleicht aber auch etwas späteres Alter. Konglomerate und Anthrazitschiefer sind in einer kleinen Scholle in der Randfacies des Sellagneises noch als solche kenntlich erhalten, z. T. sind sie in die bekannten Hornblendegarbenschiefer, aber mit hohem Graphitgehalt, umgewandelt. Im Gotthard ist ein kontinuierlicher Übergang zwischen primärem Granit und primärem Gneis sicher nachweisbar¹⁾. Auf der Nordseite ist die normale Kontaktserie, Orthogneis (Sellagneis), Glimmergneis (Maigelsgneis), Glimmerschiefer und Sericitphyllit,

¹⁾ Vergl. die demnächst erscheinende geologische und mineralogische Karte des St. Gotthard. Der Komplex der Tremolaschiefer ist m. E. sicherlich präobercarbonisch. Im Gegensatz zu G. KLEMM scheint mir nirgends im Gotthard oder Tessinermassiv ein primäres Kontakt von Trias mit Gneis oder Granit vorzuliegen. Dagegen kommen (vgl. N. J. f. Min. Blbd. 26, p. 557, 1908) Krystalline Gerölle in der Trias vor. Am Piz Teggiolo konnte ich letzten Sommer der Ansicht von C. SCHMIDT bez. der Gneisgerölle in der Trias durchaus beipflichten.

lückenlos kontinuierlich ausgebildet. Auf der Südseite war die Injektion und Umschmelzung stärker, auch waren wohl die Sedimente chemisch etwas anders zusammengesetzt.

Das Tessiner Massiv und das Erstfeldergneismassiv zeigen auch die normale Kontaktserie. Sie ist allerdings nur teilweise erhalten; man sieht den Orthogneis (Erstfeldergneis), dem Schapbachgneis des Schwarzwalds entsprechend, und den Sericitgneis, dem Reuchgneis entsprechend, wie schon A. SAUER¹⁾ bemerkt hat. Dies haben SAUER²⁾, HUGI²⁾, TRUNINGER²⁾ STAUB²⁾ genauer studiert.

Die Kontaktserie des Tessiner Massivs ist natürlich da am besten erhalten, wo sie außerhalb der Zone maximaler Dynamometamorphose liegt, also im Süden. Auf der Strecke von Vogogna bis Domodossola habe ich die normale Serie vom Sericitphyllit bis zum Orthogneis kontinuierlich verfolgen können. Dieses war wohl ein Stück aus der Mitte des Daches des Tessiner Gneislakkolithen, das bei den tertiären Schiebungen hier eingetrieben wurde. Der Lakkolith reichte viel weiter südlich; denn wir haben unmittelbar anschließend die bei der Gneisintrusion mitmetamorphosierte Zone basischer Tiefengesteine, jetziger Serpentine mit kinzigitischen Kontakt, und dann wieder Granatglimmerschiefer usw. Der eigentliche Südrand des Gneislakkolithen ist wohl durch die Quellstellen der Granite und Quarzporphyre der oberitalienischen Seen gegeben und zum größten Teil spät tertiär in die Po-depression versunken.

Der Erstfeldergneis und wohl die meisten Gneismassen der Alpen sind älter als Obercarbon, da wir in letzterem Gneisgerölle finden, und da das Obercarbon mehr oder minder diskordant³⁾ auf den Gesteinen der krystallinen Serie ruht. Andererseits, da z. B. das Gotthardgneismassiv noch carbonisch ist, und alle präobercarbonischen Gesteine da fehlen, wo Gneise usw. auftreten, sind diese letzteren wohl culmisch.

Diese teilweise Aufschmelzung der Erdkruste im Oberdevon und Culm hat, wie a. a. O. erörtert⁴⁾, hauptsächlich das Gebiet zwischen Südfrankreich und dem Gailtal⁵⁾, zwischen Mitteldeutschland und Mittelitalien betroffen. Nach Südosten

¹⁾ A. SAUER: Ber. Oberrh. Vers. geol. Ver. Konstanz 1906, S. 26.

²⁾ A. SAUER: Sitz.-Ber. Kgl. Preuß. Ak. Wiss. 1900, S. 740. — E. HUGI: Eclog. geol. helv. IX, 1907, S. 441. — E. TRUNINGER: Eclog. geol. helv. XI, 1911, S. 484. W. STAUB: Beitr. geol. K. Schweiz 32, 1911.

³⁾ Wir verweisen hier auf die Untersuchungen von RENEVIER, RITTER, MICHEL LÉVY, P. LORY, KILIAN und RÉVIL u. a.

⁴⁾ Vgl. Geol. Rundschau 1912.

⁵⁾ Im Osten, bei Graz usw., scheinen Überschiebungen von nicht metamorphem Paläozoicum vorzukommen.

erstreckt es sich vermutlich sehr weit, über Europa hinaus. Es ist ein breiter Streifen, der im Carbon und dessen Mittelzone später im Tertiär der Ort tektonischer Störungen und Gebirgserhebungen und lokaler Magmenenergüsse war. Randlich haben die Granit-Gneisintrusionen der Bretagne nach den Untersuchungen von BARROIS u. a. den Vorgang begleitet. Die oberdevonisch-culmische Gneisintrusion¹⁾ kann meiner Ansicht nach mit Wahrscheinlichkeit daran erkannt werden, daß in einem Gneisgebiet Carbon und ev. Mesozoicum nachweisbar ist, aber alle nicht metamorphen präcarbonischen Gesteine fehlen, und daß an den Grenzen der Intrusionsgebiete ein kontinuierlicher Übergang zwischen den metamorphen und den nicht metamorphen paläozoischen Gesteinen existiert.

¹⁾ Vgl. Geol. Rundschau 1912.

10. Neuere Fortschritte in der Geologie und Paläontologie Griechenlands

mit einem Anhang über neue indische Dyas-Arten.

Von Herrn CARL RENZ.

(Hierzu Tafel XIV bis XVIII und 28 Textfiguren.)

A. Zur Geologie der argolischen Küsteninseln.

Athen, den 22. Oktober 1911.

In einer im Jahrbuche der Österr. Geol. R. A. erschienenen, größeren zusammenfassenden Abhandlung¹⁾ über die Stratigraphie des griechischen Mesozoikums und Paläozoikums hatte ich den mittleren Teil der der Argolis vorgelagerten, langgestreckten Insel Hydra beschrieben. Inzwischen habe ich meine Untersuchungen im argolischen Archipel fortgesetzt und den südwestlichen Teil von Hydra, sowie mehrere der kleineren, Hydra benachbarten Inseln erforscht.

Meine früheren Untersuchungen haben ergeben, daß die Insel Hydra aus triadischen und jungpaläozoischen Gesteinen zusammengesetzt ist.

Unter den fossilführenden Gliedern der Trias beanspruchen karnische Halobien- und Daonellenschichten, sowie rote *Trinodouskalke* in der für Bosnien bezeichnenden Ausbildung der Han-Bulog-Kalke das größte Interesse.

Unter den jungpaläozoischen Bildungen habe ich fossilführende karbonische und dyadische Ablagerungen nachgewiesen, und zwar das Karbon zum erstenmal im Peloponnes, die Dyas überhaupt zum erstenmal in Griechenland.

Diese ersten Ergebnisse ließen es mir wünschenswert erscheinen, meine früheren Studien auf Hydra wiederaufzunehmen.

Auch jetzt konnte die große Verbreitung der älteren Trias und des jüngeren Paläozoikums in dem bisher noch nicht begangenen südwestlichen Teile der Insel Hydra, sowie auf den Inseln im Süden und Westen nachgewiesen werden.

¹⁾ CARL RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. Jahrbuch der Österr. Geol. R. A. 1910, Bd. 60, Heft 3, S. 467—497.

Die Insel Stavronisi erhebt sich 5 km von der Südküste Hydras als länglicher Rücken, der seinen flacheren Abhang der Hauptinsel, seinen Steilabfall dem offenen ägäischen Meere zukehrt.

Die ganze Insel besteht aus Kalken, worunter auch dolomitische Partien vorkommen. Der Kalk ist zum Teil grau, meist aber weiß und enthält an vielen Punkten Fusulinen, unter denen u. a. auch *Fusulina japonica* GÜMBEL vertreten ist. Schöne Fusulinen fanden sich z. B. auf der Nordseite zwischen einer kleinen Bucht und der auf halber Höhe gelegenen Kapelle Stavros, dann auch östlich dieser Kapelle, sowie oben auf der Höhe der Insel. Ein besonders schöner, rein weißer, marmorartiger Fusulinenkalk steht an der Ostspitze von Stavronisi an.

Auf dem Hydra benachbarten Eiland Pettas treten petrographisch genau dieselben Kalke mit *Fusulina japonica* GÜMBEL auf. Diese große Fusulinenart ist hier mit *Neoschwagerina globosa* YABE und *Neoschwagerina craticulifera* SCHWAGER vergesellschaftet, so daß das altdyadische Alter der diese Foraminiferen führenden Kalke genügend gesichert erscheint. Infolgedessen werden auch die Kalke von Stavronisi ein gleiches Alter besitzen.

Die Zerklüftung der massigen, klotzigen, also wohl der Palaeodyas angehörigen Kalke von Stavronisi ist sehr groß, so daß man die Schichtung nicht recht erkennt. Die Neigung der Fusulinenkalke scheint aber im allgemeinen auf Hydra zu gerichtet zu sein. Der Fusulinenkalkrücken von Stavronisi ist vielfach mit einer Oberflächenbreccie überkleidet; die größeren und kleineren Trümmer der altdyadischen Kalke werden durch einen rotbraunen, travertinartigen Kitt verbunden.

Die etwa halbwegs zwischen Hydra und Spetsae gelegene Insel Trikeri besteht aus zwei Nord-Süd orientierten Felskegeln, die durch einen schmalen Isthmus miteinander in Verbindung stehen. Die südliche Kuppe baut sich aus grauem, klotzigem Kalk auf, der in seinem Habitus dem altdyadischen Fusulinenkalk des nördlichen Inselteiles entspricht. An der Südostspitze glaubte ich, darin auch undeutlich erhaltene Fusulinen zu erkennen. Der nördliche Rücken setzt sich aus denselben grauen palaeodyadischen Fusulinenkalken, die auch Stavronisi aufbauen, zusammen. An der Nordspitze von Trikeri ist der Fusulinenkalk weißgrau, wie auf Stavronisi, und fällt nach Nord.

Die beiden Verbindungsstücke des Isthmus mit den Kuppen bestehen aus Karbonschiefer. Die schmale südliche Schieferzone stellt einen deutlichen Grabeneinbruch dar. In den

Schiefern und Grauwackensandsteinen auf der Nordseite finden sich Einlagerungen von dunkelgrauem, oberkarbonischem Fusulinenkalk (mit *Fusulina alpina* SCHELLWIEN, deren Varietäten usw.).

Das Zwischenglied zwischen diesen beiden Schieferzonen besteht aus plattigen, grauen Kalken und dickbankigen, grauen Fusulinenkalken, besonders gegen den nördlichen Schiefer zu. Hier wurden auch dolomitische Partien beobachtet. Das Einfallen am Isthmus ist etwa mit 45° nach Südwest gerichtet.

Die Eilande zwischen Stavronisi und Trikeri dürften aus den gleichen jungpalaeozoischen Kalken bestehen, so auch das größere, flache Alexandros, in dessen grauweißen, marmorartigen Kalken indessen noch keine Fusulinen angetroffen wurden.

Die Insel Dokos wird, wie ich schon früher angegeben habe, größtenteils aus Rudistenkalken aufgebaut. Die Tafelscholle von Dokos bricht in steilen Abstürzen zum südlichen Meer und zum Kanal zwischen Hydra und Dokos ab.

In diesem Kanal erhebt sich die steilaufstrebende Insel Pettas. Bei der Anfahrt von Hydra präsentiert sie sich in der Verkürzung als steiler Kegel; von Süden aus gesehen ist sie jedoch ein langgestreckter Felsengrat, dessen höchste Erhebung etwa in der Mitte ihrer West-Ost-Erstreckung gelegen ist.

Die Insel setzt sich zum größten Teil aus hellgrauem Fusulinenkalk der Palaeodyas zusammen, namentlich wurden im westlichsten Teil des Südabhanges schöne weißgraue Fusulinenkalken angetroffen (*Fusulina japonica*). In der Mitte der Südseite stehen darunter gelbe Grauwacken und Konglomerate an, die am Südhang unter der höchsten Erhebung auch schwarze oberkarbonische Fusulinenkalk-Einlagerungen enthalten. Es handelt sich hierbei um dieselben schwarzen Fusulinenkalken des Oberkarbons mit *Fusulina alpina* SCHELLW. ect, wie sie auch im gleichen Niveau des benachbarten Trikeri und auf der Hauptinsel in der Oberkarbonzone *Παγαία Καὶ Χριστός* — Hagios Konstantinos auftreten.

In den grauweißen Kalken darüber kommen ebenfalls Fusulinen und Neoschwagerinen, sowie auch Fusulinellen vor. Zusammen mit den Foraminiferen wurden vereinzelte Korallen der Gattungen *Lonsdaleia*, *Cyathophyllum* usw. angetroffen.

Besonderes Interesse beanspruchen die Neoschwagerinenkalken mit *Neoschwagerina craticulifera* SCHWAGER, *Neoschwagerina globosa* YABE und *Fusulina japonica* GÜMBEL; sie deuten bereits auf ein altdyadisches Alter der sie führenden Kalkpartien hin.

An der Westspitze von Pettas, d. h. an der Dokos zugekehrten Seite, sind rote Schiefer und dünn geschichtete Kalken, die vermutlich der Trias angehören (ich habe sie nur von weitem

gesehen), gegen die paläozoischen Kalke verworfen. Einen gleichen Abbruch steilgestellter roter Schiefer, Hornsteine und Plattenkalke gewahrt man auch an der Ostecke von Pettas. Ähnliche Verhältnisse herrschen am hydriotischen Gegengestade, so daß also die Kanäle zwischen Hydra und Pettas, sowie zwischen Pettas und Dokos Grabensenkungen entsprechen, zwischen denen die jungpaläozoischen Gesteine als Horst aufstreben. Eine Fortsetzung dieses jungpaläozoischen Horstes erstreckt sich weiter nach Nordosten, wie die Zusammensetzung der der hydriotischen Küste im Norden vorgelagerten Eilande und Felsklippen zeigt.

Das Molos gegenübergelegene flache Platonisi oder Platia (Kyvotos) besteht zum großen Teil aus den altdyadischen Fusulin führenden Kalksteinen, die auch Stavronisi und die Hauptmasse von Trikeri und Pettas aufbauen. In den grauen Kalken an der Ostseite von Platonisi treten unterhalb der Kapelle reichlich Fusulinen (u. a. *Fusulina japonica*) auf. Nördlich hiervon hat sich noch ein Rest von Karbonschiefer erhalten. An der Südwestseite von Platia wurde eine ähnliche Verwerfung, wie auf Pettas beobachtet; hier sind ebenfalls rote Hornsteine, die mit Plattenkalken und Schiefen wechseln, gegen den Kanal von Dokos zu heruntergebrochen. In entgegengesetzter Richtung dürfte auch die südwestlich von Pettas auftauchende Felsklippe aus Fusulinenkalk bestehen.

Das Auftreten von jungpaläozoischen Bildungen zwischen Hydra und Dokos war nach meinen früheren Untersuchungen nicht zu erwarten gewesen. Die zuerst entdeckten paläozoischen Ablagerungen von Hydra ziehen sich als breiterer Streifen am Süabhäng des mittleren Inselteiles entlang. Es handelte sich um die dyadischen und karbonischen Ablagerungen der Landschaft Klimaki, die bis nach Episkopi hin verfolgt wurden.

Es sei hier gleich erwähnt, daß in den südwestlich von Episkopi anstehenden Lyttonienkalken neben weiteren Exemplaren der *Lyttonia Richthofeni* KAYS. und ihrer Größenvarietät *Lyttonia nobilis* WAAGEN noch mehrere guterhaltene Productiden, Orthotheten, Liebeen, Enteleuten usw. aufgesammelt wurden. (Die Lyttonienkalke fallen mit zirka 60° nach Norden.)

Eine weitere Ergänzung meiner früheren Untersuchungen in dem Dyas- und Karbongebiet der mittleren Südküste Hydras bildet der Nachweis von Karbonschiefen mit prachvoll entwickelten grauen bis schwarzen Fusulinen- und Schwagerinkalken des Oberkarbons im Westen, Südwesten und Süden der Schwesterkapellen *Παναγία καὶ Χριστός*. Diese Vorkommen gehören zur Oberkarbonzone *Παναγία καὶ Χριστός* — H.-Konstantinos.

Die Fusulinen dieser Zone, von denen sowohl hier, wie westlich oberhalb H. Konstantinos (vergl. C. RENZ, Jahrb. Österr. geol. R. A. Bd. 60, S. 485) tadellos erhaltene Exemplare aufgesammelt wurden, zeigen oberkarbonischen Charakter. Es handelt sich im wesentlichen um *Fusulina alpina* SCHELLW. und deren Verwandte (*var. fragilis* SCHELLW., *var. communis* SCHELL. usw.), *Fusulina multiseptata* SCHELLW., *Fusulina regularis* SCHELLW. usw.

Die Übersichtlichkeit der weitausgedehnten und schönen Aufschlüsse bei *Παναγία καὶ Χριστός* wird leider durch überlagernden Gehängeschutt beeinträchtigt. Die besten Aufschlüsse befinden sich zwischen den östlichen Häusern von Klimaki und Hagios Taxiarchis. Bei letzterer Kapelle wurden schon bei meinem ersten Besuch schwarze Fusulinellenkalke angetroffen, die mit dolomitischen Kalkbänken in Verbindung stehen.

Es wurde nunmehr nachgewiesen, daß sich die schwarzen Fusulinellenkalke an dem Steilhang oberhalb des Karbons vom Paß Gisisa über Hagios Taxiarchis hinweg bis zu den Häusern Klimaki hinziehen. Die Schiefer mit den schwarzen Brachiopodenkalklagen, die ich schon auf meinen früheren Exkursionen bei Klimaki entdeckt hatte, erstrecken sich gleichfalls noch weiter nach Westen, sind aber hier scheinbar durch eine Verwerfung von den schwarzen Fusulinellenkalcken geschieden. Die genaueren Verhältnisse werden im II., speziellen Teil vorliegender Abhandlung erörtert werden.

Das Streichen sämtlicher hydriotischer Schichtenglieder ist im großen und ganzen von West nach Ost und das Einfallen nach Nord gerichtet. Wir haben daher den Nordschenkel einer Falte vor uns, die aber im einzelnen in außerordentlich zahlreiche Fragmente zerbrochen und besonders auch in Längsschollen zerstückelt ist. Daher rührt auch der häufige Wechsel der verschiedenartigsten Gesteine und Altersstufen, die dem Beschauer in dem verstürzten Schollenlande auf Schritt und Tritt entgegentreten. Einheitlicher ist ja wohl der nordöstliche Teil der Insel (nördlich der Linie Hydra Chora — Hagia Triada — Hagios Nikolaos) ausgestattet, der im wesentlichen aus obertriadischen bis rhätischen Korallenkalcken bestehen dürfte. Gegenüber diesem so wechselreichen Bild fällt der eintönige Aufbau des gegenüberliegenden argolischen Festlandes besonders auf. Die ausdruckslosen Höhen des Aderesgebirges bestehen ausschließlich aus flyschartigen Sandsteinen und Schiefern, die den Kalcken bei Hermioni aufzulagern scheinen. Vermutlich setzen sich diese Kalke in den Rudistenkalcken der Insel Dokos fort, ebenso wie auch bei Poros Rudistenkalke vorkommen. Denkt man sich den Nordflügel der besagten Falte, der z. T.

am Grunde des hermionischen Golfs (Bai von Hydra) liegt, rekonstruiert, so ist wohl als sicher anzunehmen, daß hier auch die ganze Juraformation untergetaucht ist, die bisher weder auf Hydra, noch an den Festlandsküsten nachgewiesen wurde. Zweifellos ist aber auch hier der Lias und der übrige Jura vorhanden gewesen, denn ich habe nicht weit landeinwärts beim Ortholithi und bei Ano-Phanari den Lias mit dem fossilführenden Oberlias, sowie die darüber liegenden Juraglieder angetroffen.¹⁾

Es ist daher wahrscheinlich, daß die von PHILIPPSON im Süden von Hermioni ausgeschiedenen Serpentine und vielleicht auch manche der dortigen Kalke der Juraformation angehören.

Ausgehend von dem tektonischen Aufbau des ganzen Gebietes habe ich daher, wie gesagt, das Karbon und die Dyas noch nicht auf Platonisi und Pettas erwartet, wohl aber auf Trikeri und Stavronisi. Da aber nach den neueren Untersuchungen der südwestliche Teil von Hydra vornehmlich aus jüngerem Paläozoikum besteht, erklärt sich auch das horstförmige Auftreten dieser Karbon-Dyasklippen auf der Nordseite des langgestreckten Inselkammes.

Von Molos (gegenüber von Platonisi), wo der von Hagia Marina herüberziehende Zug der karnischen Halobien- und Daonellenschichten endigt, und der Einsenkung von Soieri ab, wo eine Zone petrographisch gleicher Gesteine zur Einbuchtung von Hagios Nikolaos hinunterstreicht, besteht der ganze südwestliche Teil von Hydra aus Kalk- und untergeordneten Schiefergesteinen, wie sie sonst dem jüngeren Paläozoikum dieser Region eigen sind.

Eine weite Verbreitung besitzen gebankte, schwarze bis graue dolomitische Kalke, wie sie schon früher bei Hagios Taxiarchis angetroffen wurden. Besonders entwickelt sind diese dolomitischen Kalke auf der Landzunge, die gegenüber dem Inselchen Alexandros ausläuft. Öfters enthalten die Dolomite, oder vielmehr dolomitischen Kalke, Einschaltungen von schwarzen Parteen, die vollständig von Fusulinellen erfüllt sind. Die Dolomite dürften im wesentlichen dyadisch sein, da es sich um eine vorerst noch nicht näher charakterisierte Fusulinellen-Art handelt, die bis jetzt nur noch aus der japanischen Dyas bekannt ist. Doch ist das natürlich noch kein absolut gültiger Altersbeweis.

Solche schwarze Fusulinellenkalk-Einschaltungen wurden auf der Kammhöhe südöstlich der Kapelle Hagios Georgios (NNW von dem Inselchen Tsingri) und im Grunde der Bucht zwischen den

¹⁾ CARL RENZ: Der Nachweis von Lias in der Argolis. Diese Zeitschr. 1909, Bd. 61, S. 202—229 und Taf. IV.

beiden Südwestkaps von Hydra angetroffen. An letzterem Punkte treten in den schwarzen Kalken auch Korallen auf; ferner sind Bellerophoniten darin angetroffen worden, so oben auf der Kammhöhe südöstlich Hagios Georgios. In den Fusulinellenkalken oberhalb des Weges zwischen Hagios Taxiarchis und dem Paß von Gisisa (Paß von Klimaki) wurde ebenfalls die plattgedrückte Außenseite einer *Bellerophon*-Mündung aufgesammelt. Für genauere Horizontbestimmungen läßt sich damit nichts anfangen.

Im Grunde der Bucht zwischen den beiden Südwestkaps von Hydra, wie auch in der Zone oberhalb Hagios Taxiarchis scheint die Hauptmasse der gebankten Dolomite unter den Fusulinellenkalken zu lagern.

Die enge Verbindung dieser Dolomite bzw. dolomitischen Kalke mit den Fusulinellenschichten ist auch insofern wichtig, als auf der Insel Amorgos, in dem Grabenbruch von Kryoneri, Dolomite anstehen, die mit den hydriotischen Vorkommen in habitueller Hinsicht eine geradezu frappante Übereinstimmung aufweisen. Es ist daher anzunehmen, daß auch die Dolomite von Kryoneri auf Amorgos, wie ich schon früher hervorhob, die gleiche Altersstellung, wie die Fusulinellen führenden Dolomite von Hydra einnehmen.

An den beiderseitigen Randbrüchen des südwestlichen Inselteiles haben sich noch einige weitere interessante Bildungen erhalten.

So stehen an einem Vorsprung gegenüber der Ostspitze von Pettas rote Bulogkalke an von der Ausbildung, wie sie auch bei Hagia Irene und bei Hagia Triada beobachtet wurden. Die Fossilführung ist gering und die Cephalopoden sind aus den äußerst harten Kalken nur mit größter Mühe herauszulösen. Am häufigsten sind die üblichen, überall vorkommenden *Orthoceren*, *Ptychites*- und *Proarcestes*-Arten. Besonderes Interesse beansprucht ein *Protrachyceras* aus der nahen Verwandtschaft des *Protrachyceras Reitzi* BOECKH, nämlich *Protrachyceras Cholnokyi* FRECH, der sonst nur noch aus den Buchensteiner-Schichten des Bakony bekannt ist (vergl. Textfig. 2). Im gleichen Stück liegt noch ein kleines *Sageceras Haidingeri* HAUER var. *Walteri* MOJS. emend. RENZ.

Die Bulogkalke des Vorsprungs gegenüber von Pettas stehen auf dem Kopfe. Mauerartig aufgerichtet, bilden sie einen kleinen natürlichen Molo nach Westen zu, dessen Entstehung so zu erklären ist, daß sich landeinwärts weichere, leichter erodierbare Bildungen anschließen. Es sind dies zunächst einige Lagen mächtiger roter Hornsteine und dann grüne Keratophyrtuffe. Die Lagerungsverhältnisse sind hier also dieselben, wie bei Hagia Irene.

Die Keratophyre oder vielmehr ihre Tuffe sind auch sonst an mehreren Stellen der Nordwestküste von Hydra blosgelegt, so zwischen Vlichou und der Chora und dann noch etwas südwestlich von dem eben erwähnten Bulogkalkvorkommen. Ein weiterer Aufschluß derselben grünen Keratophyrtuffe befindet sich an der Meeresküste der südlichen Inselseite gegenüber dem Inselchen Tsingri.

Nicht weit davon, nämlich an dem mittleren Vorsprung in der Bucht von Hagios Nikolaos (nordöstlich von Tsingri) steht wieder Bulogkalk an. Gegen den Grund der Bucht von Hagios Nikolaos zu findet sich noch ein weiterer Rest desselben roten Triaskalkes. Petrographisch gleichen diese Bulogkalke denen der gegenüberliegenden Inselseite. Sie sind stark zerrüttet und auch mit hellen Kalkmassen und gelben und roten Schiefer- oder Tuff-Parteien zusammengeknetet. Trotz dieser starken tektonischen Druckwirkungen sind die hier gesammelten Ammoniten verhältnismäßig gut erhalten, namentlich einige Stücke, die die Meeresbrandung herausgenagt hat. Die Fossilführung der hydriotischen Bulogkalke ist ja überall nur spärlich, immerhin zählt aber die kleine Faunula, die ich an den Vorkommen gegenüber von Tsingri aufsammlte, zu dem besten, was ich bisher aus den Bulogkalken Hydras besitze.

Neben Crinoidenstielgliedern, Orthoceren und Proarcesten, die durch die üblichen Spezies vertreten sind, wären zu nennen:

Orthoceras multilabiatum HAUER.

Monophyllites Suessi MOJS.

Monophyllites wengensis KLIP. var. *sphaerophylla*

HAUER emend. RENZ. (Textfig. 7)

Ptychites pusillus HAUER. (Textfig. 5 u. 5a)

Ptychites gibbus BEN.

Ptychites Oppeli MOJS. und einige andere Ptychiten, ferner:

Sturia Sansovinii MOJS.

Procladiscites Brancoi MOJS.

Gymnites incultus BEYR.

Gymnites Humboldti MOJS.

Dann die wichtigen, den Bulogkalken eigentümlichen Ceratiten:

Proteites pusillus HAUER. (Textfig. 6 u. 6a)

Proteites Kellneri HAUER.

Proteites angustus HAUER. var. *hydriotica* RENZ (Textfig. 8).

In die Bulogkalkmasse eingequetscht finden sich, wie schon oben erwähnt, hellgraue Kalke mit großen Schnecken und fraglichen Diploporen. Die Verbindung des Bulogkalkvorsprungs

mit der Steilküste besteht aus gelben, bröckeligen, zerrütteten und zusammengepreßten Schiefergesteinen und braungelben, feldspatreichen zersetzten Tuffen, von denen sich auch Reste zwischen den Kalken selbst finden. Diese gelben, zersetzten und zerquetschten Gesteinsmassen enthalten ferner dunkelgraue und rote Partien, sowie eine Einlagerung von grünem Keratophyrtuff und eingeknetete Bänder und isolierte Stücke von rotem und dunklem Hornstein. Bei Hagia Irene treten zusammen mit den dortigen grünen Keratophyrtuffen ähnliche, jedoch lange nicht so stark zerrüttete Bildungen auf.

Diese eben skizzierten zersetzten Bildungen sind daher wohl paläozoisch; ihre Auflagerung auf dem Bulogkalk ist unregelmäßig und auf die Wirkung der Gebirgsbildung zurückzuführen, d. h. die paläozoischen Gesteine sind auf den Bulogkalk aufgeschoben und aufgepreßt.

An der Steilküste hinter diesem aus den zersetzten und zertrümmerten, vorwiegend braungelben Gesteinen bestehenden Verbindungsstück verläuft die Verwerfung gegen die schon erwähnten Hornstein-Plattenkalke, die wohl mit den triadischen, petrographisch gleichen Schichten bei Hagia Marina zu parallelisieren sind.

Der gleiche Sprung scheidet auch den nächst westlicheren Vorsprung von denselben stark gefalteten Triasgesteinen. Dieser Vorsprung, der ebenfalls aus Bulogkalk zusammengesetzten Nordspitze des Eilandes Tsingri gegenüberliegt, besteht aus weißem Marmor. Es ist dies derselbe Marmor, der auch sonst in der Nachbarschaft des Keratophyrtuffs aufzutreten pflegt, so bei Hagia Irene oder an der Route von Hydra nach Hagia Triada.

Unter den sonstigen Bildungen des südwestlichen Teiles von Hydra wären die Quarzite von Hagios Georgios zu erwähnen, die mit jenen von Episkopi vollständig übereinstimmen¹⁾. Die gleichfalls im Profil von Episkopi beobachteten dunkeln Oolithkalken sind auch im Südwesten noch ziemlich verbreitet. Ich hatte sie seinerzeit, bei dem Fehlen von deutlichen Versteinerungen, natürlich unter dem erforderlichen Vorbehalt, mit den Gastropodenoolithen der unteren alpinen Trias verglichen¹⁾.

Zu meiner früheren Schichtengliederung ist auf Grund dieser neueren Untersuchungen noch einiges nachzutragen. Ich glaube, die roten Hornsteine und Schiefer bei der Chora heute zwischen die hornsteinreichen Plattenkalke, die in ihrem oberen Teile

¹⁾ CARL RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. Jahrb. der Österr. Geol. R. A. 1910, Bd. 60, Heft 3, S. 483—484.

karnische Halobien und Daonellen führen, und die obertriadischen bis rhätischen Korallenkalke einreihen zu können, obwohl natürlich in einem so zerstückelten Bruchgebiet derartige Entscheidungen ohne Fossilfunde stets unsicher bleiben.

Unentschieden ist immer noch die Altersstellung der weißgrauen, marmorartigen Kammkalke des mittleren Inselteiles. Sie werden beim Gisisa-Paß (Paß von Klimaki) durch eine deutlich ausgeprägte Querverwerfung, die zum Vlichotal hinunterzieht, unterbrochen, nehmen aber dann bald darauf wieder die Kammhöhe ein und wenden sich bei Soieri zu dem breiten Vorsprung östlich der Bucht von Hagios Nikolaos hinunter. Ich habe diese Kalke, die bisher noch keine bestimmbareren Fossilien geliefert haben, bei meinem ersten Besuch der Insel mit den petrographisch recht ähnlichen Diploporenkalken Attikas verglichen, doch habe ich neuerdings beobachtet, daß auch im Paläozoikum derartige Kalke vorkommen.

Die roten Kalke bei Hagia Marina, sowie südlich vom Kloster des Prophit Ilias sind wohl Bulogkalke, obwohl daraus bisher nur spezifisch nicht näher gedeutete Arcesten und Orthoceren bekannt sind und weitere paläontologische Anhaltspunkte fehlen. Dieselben roten Kalke treten ferner bei Episkopi in der westlichen Verlängerung der schon erwähnten Quarzite auf; es geht also auch hier ein Quersprung hindurch.

Die Inseln Spetsae und Spetsopula habe ich noch nicht untersucht; sie bestehen aus Grund der Untersuchungen früherer Autoren aus neogenen Konglomeraten.

Unter den wichtigeren Ergebnissen meiner jüngsten Forschungen wäre die Auffindung zweier neuer Bulogkalkvorkommen mit zum Teil paläontologisch interessanten Arten zu nennen.

Auf Hydra wurde ferner die erhebliche Verbreitung des Karbons und der Dyas nachgewiesen. Die Inseln in der Nachbarschaft von Hydra, wie Stavronisi, Trikeri, Pettas und Platonisi, bestehen in der Hauptsache gleichfalls aus oberkarbonischen bis dyadischen Gesteinen, besonders Fusulinenkalken, darunter auch Neoschwagerinenhaltigen Fusulinenkalken, die bereits der Dyas angehören dürften. Diese Inseln stellen die isolierten Spitzen eines untergetauchten Gebirges dar, und gerade von diesem Gesichtspunkte aus war der Nachweis eines jungpaläozoischen Alters, besonders von Stavronisi und Trikeri, wertvoll. Man kann jedenfalls sagen, daß sich im Südosten an die Argolis ein ausgedehntes jungpaläozoisches Gebiet anschloß, das aber heute zum größten Teil im ägäischen Meere versunken ist.

Die paläozoischen Vorkommen von Hydra und den umgebenden Eilanden sind die ersten paläontologisch fixierten paläozoischen Gebirgsglieder des Peloponnes. Diese paläozoischen Ablagerungen gehören zu den Randgebirgen des ebenfalls größtenteils submarinen Kykladenmassivs und sind als die Fortsetzung des attischen Paläozoikums zu betrachten.

Die Entwicklung des peloponnesischen Oberkarbons ist, abgesehen von einigen kleinen abweichenden Zügen, eine ähnliche, wie in Attika. Beiderseits spielen die Fusulinen- und Schwagerinenkalke vom paläontologisch-stratigraphischen Standpunkt aus eine Hauptrolle, ebenso kehren auch stets dieselben oberkarbonischen Fusulinen- und Schwagerinenarten wieder. Unter den bekannteren oberkarbonischen Spezies wären zu nennen: *Schwagerina princeps* EHR., *Fusulina alpina* SCHELLWIEN, *Fusulina alpina* SCHELLWIEN var. *fragilis* SCHELLW., var. *communis* SCHELL., nebst weiteren Verwandten, sowie *Fusulina multiseptata* SCHELL., *Fusulina complicata* SCHELL., *Fusulina regularis* SCHELLWIEN.

Die interessanten Fusulinellen-Kalke, die nach Analogie mit japanischen Vorkommen eventuell schon dyadisch sein dürften, sind ebenfalls beiden Gebieten gemeinsam. Auch die zusammen mit den Foraminiferen auftretenden selteneren Korallen gehören in Attika, wie im argolischen Archipel denselben Typen an. Die bereits der Dyas angehörigen Neoschwagerinenkalke und die sicher dyadischen charakteristischen Lyttonienkalke bleiben jedoch zunächst auf Hydra beschränkt.

Unsere Ansicht über die Metamorphose der kristallinen Gesteine Ostgriechenlands wird durch die ostpeloponnesischen Karbon- und Dyasfunde vorerst nicht weiter berührt, während gerade der Nachweis von Karbon in Attika in dieser Hinsicht eine außerordentliche Bedeutung erlangt hat.

Ebenso treten auch die alten Faltungen im heutigen Landschaftsbilde der Insel nicht hervor. Ihr Relief wird bedingt durch die mitteltertiäre Gebirgsbildung und die folgende jungtertiäre bis quartäre Bruchperiode.

Diese jüngere Bruch- und Erdbebenbildung hat überall in Hellas die in der ursprünglichen Altersstellung der Gebirgszonen vorhandenen Höhenunterschiede umgestaltet. Die höchsten, über 2000 Meter emporragenden Gipfel sind niemals kristallin, wie in den Alpen, sondern durchweg mesozoisch, häufig sogar der obersten Kreide zugehörig (Tsumerka, Olonos, Kiona), während andererseits, wie auch aus den hier vorliegenden Untersuchungen hervorgeht, sich alte paläozoische Gesteine als Spitzen eines untergetauchten Gebirges nur wenig mehr über den Meeresspiegel erheben.

Hydra und die benachbarten Eilande erweisen sich somit auch in struktureller Hinsicht als nur äußerlich losgelöste Glieder der argolischen Halbinsel.

Die Argolis und Hydra rechne ich nach meiner Zonen-Einteilung der hellenischen Gebirge zur osthellenischen Zone, bzw. zu den nur fragmentär erhaltenen Randgebirgen des süd-ägäischen oder Kykladenmassivs.

Die fünf verschiedenen Gebirgszonen, die ich bis jetzt in Hellas auseinanderhalte, habe ich erst kürzlich in einem auf der diesjährigen Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu Greifswald gehaltenen Vortrag ausführlich charakterisiert, wobei ich auch eine allgemeine Erörterung des Gebirgsbaues von Hellas anschloß (CARL RENZ: Über den Gebirgsbau Griechenlands. Diese Zeitschrift 1912, Band 64, Monatsber. Nr. 8, S. 437—465 (Protokoll)).

Ich kann mich daher an dieser Stelle mit einem einfachen Hinweis auf diese Publikation begnügen und möchte nur noch mit wenigen Worten auf die alten Faltungsperioden eingehen, weil die Aufschlüsse der Insel Hydra hierfür einige, wenn auch noch höchst unvollkommene Anhaltspunkte liefern. Auch über den Verlauf der Meeresgrenzen während des jüngeren Paläozoikums und des Mesozoikums wäre noch einiges zu sagen.

Der bereits erwähnten mitteltertiären Hauptfaltung, die mit der Diskordanz zwischen dem Flysch und den ältesten Absätzen des hellenischen Miozäns zusammenfällt, ging eine lange Periode verhältnismäßiger tektonischer Ruhe voraus, die das Eozän und das ganze Mesozoikum umspannt, höchstens gestört durch zeitweilige Äußerungen des Vulkanismus (triadische Diabase, jurassische Serpentine). Veränderungen der nördlichen Küstenlinie des zentralen Mittelmeeres, in dessen Bereich das hier betrachtete Gebiet gehört, Hebungen und Senkungen des Meeresbodens kommen in der Fazies zum Ausdruck.

In desto höherem Maße waren dagegen die tektonischen Gewalten im älteren Paläozoikum entfesselt; alte Faltungen, Eruptionen bzw. Intrusionen haben hier die Gebirgsmassen in kristallinem Sinne beeinflusst. Ein Nachlassen dieser intensiven Entfaltung der gebirgsbildenden Kräfte fällt wohl mit einer Transgression des Karbons zusammen.

Die Zeiten der älteren paläozoischen Faltungen sind augenblicklich noch vollständig in Dunkel gehüllt.

Ob sich der Schleier, der sich über die Anfänge der griechischen Erdgeschichte breitet, noch lüften wird? Wohl kaum; denn die kristalline Beschaffenheit der präkarbonischen

oder wenigstens der prädevonischen Ablagerungen dürfte hier weiterem Vordringen ein Ziel setzen.

Eine prä- oder auch intrakarbhone, jedenfalls eine der Transgression des paläontologisch bestimmten hellenischen Karbons vorangegangene Faltung ist unter den alten Faltungen die einzige, deren ungefährer Zeitpunkt sich mit einiger Wahrscheinlichkeit angeben läßt.

Auf Hydra selbst sind allerdings die unter dem fossilführenden Oberkarbon folgenden tieferen Alterstufen nicht mehr derart aufgeschlossen, daß sich ein auch nur einigermaßen zuverlässiges Bild der Schichtenfolge aus den einzelnen Fragmenten des zerstückelten Schollenlandes rekonstruieren ließe, obwohl die angeführten Keratophyrtuffe nach Analogieschlüssen bereits als devonisch betrachtet werden.

In Attika lagern dagegen unter dem paläontologisch fixierten Oberkarbon Quarzkonglomerate, die hier auf die erwähnte Diskordanz hinweisen. Welcher Stufe des Karbons diese Konglomerate angehören, läßt sich heute noch nicht entscheiden.

Nach oben hin geht das fossilführende Oberkarbon sowohl in Attika, wie auf Hydra in die Dyas über, obwohl in Attika die paläontologischen Beweise hierfür noch nicht über jeden Zweifel erhaben sind.

Es handelt sich hierbei um die auch auf Hydra wiederkehrenden Fusulinellenkalke mit einer noch nicht näher beschriebenen Fusulinellen-Art, die bis jetzt nur noch aus der Dyas von Japan bekannt ist.

Auf Hydra hatte ich dagegen dyadische Ablagerungen in absolut einwandfreier Weise konstatiert, und zwar sowohl in der Brachiopodenfazies, d. h. in der Ausbildung der dunkeln Lyttonienkalke von Episkopi, wie auch in der Foraminiferenfazies, nämlich als lichte Neoschwagerinenkalke, obwohl die letzteren Bildungen nicht so ausschlaggebend sind, als wie gerade die Lyttonienkalke, die auch noch weitere, für Dyas bezeichnende Brachiopoden enthalten. Es handelt sich hierbei wohl durchweg um paläodyadische Ablagerungen.

Nach oben hin ist auf Hydra der Zusammenhang der Schichtenfolge durch Brüche wieder auseinandergerissen. Die nächst höhere, paläontologisch diagnostizierte Bildung der Insel sind Bulogkalke und es ist zweifelhaft, ob die erwähnten Oolithkalke, Quarzite und roten Sandsteine Hydras der Dyas oder der Untertrias angehören.

In Attika ist hinwiederum fossilführende Untertrias bekannt, aber es läßt sich hier in Anbetracht der dislozierten Lagerungsverhältnisse zurzeit nicht angeben, ob eine Diskordanz und

Transgression der Untertrias vorliegt oder nicht; von einem Transgressionskonglomerat war bisher noch nichts zu entdecken.

Auf dem nördlicheren Euböa¹⁾ sind dagegen Anzeichen einer triadischen Transgression und einer ihr vorangegangenen Faltung wahrzunehmen, da dort die Trias mit einem zeitlich noch nicht näher bestimmten Grundkonglomerat über in Isoklinalfalten gelegte Karbonschichten übergreift.

Tritt eine solche Diskordanz mit prätriadischer Faltung allseits auf, so wird ihre Lücke auf Hydra durch den dortigen Nachweis der unteren marinen Dyas merklich verringert.

Aus der damaligen geographischen Situation, auf die ich noch zu sprechen komme, geht nämlich ferner hervor, daß das südlich von Attika gelegene Hydra zur Untertriaszeit ebenfalls Meeresbedeckung gehabt haben wird, wenn schon in Attika altersgleiche Sedimente zum Niederschlag kamen.

Zwei jungpaläozoische Diskordanzen, eine etwa im Unterkarbon und eine weitere etwa in der Neodyas, wären daher auch im südöstlichen Hellas möglich und erinnern an ähnliche Verhältnisse in den karnischen Alpen, wo man eine zwischen Unter- und Oberkarbon und eine zwischen Troglkofelschichten und Grodenerschichten gelegene Diskordanz annimmt.

Während diese Annahme auf Euböa zutreffen dürfte, spricht auf Hydra manches gegen eine eventuelle Diskordanz und Faltung zwischen Dyas und Trias. So wurde bei den dortigen Dyas- und Triasschichten ein durchweg gleichsinniges Streichen und Einfallen beobachtet (vgl. S. 555 u. 557). Nun erstreckt sich diese Beobachtung ja allerdings nur auf einen engumgrenzten Aufschluß einer zerstückelten isolierten Gebirgsscholle und kann nicht ohne weiteres verallgemeinert werden.

Dann muß man diese lokalen Verhältnisse auch unter dem weiteren Gesichtsfelde der damaligen allgemeinen Verteilung von Meer und Land beurteilen.

So ist zunächst festzuhalten, daß der Taurus, wo die Oberkreide über Kohlenkalk transgrediert, während des ganzen weiteren Paläozoikums und Mesozoikums als festes Land am Nordrande des zentralen Mittelmeeres oder Tethysmeeres hervorragte, während wir gesehen haben, daß Hydra und überhaupt ein großer Teil des östlichen Hellas (Othrys, Euböa, Attika) zur Oberkarbonzeit vom Meere überflutet waren und daß Hydra auch zur älteren Dyaszeit im Bereiche dieses zentralen Mittelmeeres lag und in offener Meeresverbindung sowohl mit Sizilien, wie mit dem fernen Osten stand.

¹⁾ Vgl. hierzu J. DEPRAT: *Bull. soc. géol. de France*. 4. Sér., 1903, Bd. III, S. 229—243, insbesondere S. 235.

Aber nicht weit nördlich von Hydra brandete dieses Meer an den Küsten eines festen Landes bzw. einer Insel; denn Euböa lag zur Dyaszeit trocken und stand damals vielleicht im Zusammenhang mit der taurischen Insel.

Dieses Verhältnis hielt auf Euböa vermutlich noch während der Untertrias an, während in Attika zur Untertriaszeit eine litorale Meeresfauna lebte und uns in ihren Resten erhalten blieb.

Es wäre unter diesem Gesichtspunkte also sehr leicht möglich gewesen, daß die Nordküsten des zentralen Mittelmeeres auch während der Oberdyas nicht weiter nach Süden vorgeschoben waren und der Rückzug des Meeres sich nicht bis in die Breiten von Hydra erstreckte.

Hydra wäre also in diesem Fall während der ganzen Epoche des Karbons, der Dyas und der Trias ununterbrochen, oder wenigstens annähernd ununterbrochen, vom Meere überflutet geblieben.

Dies erscheint um so naheliegender, als die Triastransgression im Verlaufe der Triasperiode von Euböa weiter nach Nordosten vorrückte; denn in Mysien transgrediert erst die Obertrias über steil aufgerichtetes Oberkarbon. Das Bosporus-Gebiet erlangte dagegen schon zur Untertrias wieder Meeresbedeckung, lag aber während des Karbons und der Dyas trocken.

Zur weiteren Klärung dieser Verhältnisse sind natürlich noch genauere Untersuchungen der Grenzbildungen zwischen Dyas und Trias erforderlich, und zwar an günstigeren und in vertikaler Richtung zusammenhängenderen Aufschlüssen, als sie mir auf Hydra geboten waren.

Spezieller Teil.

Diesen allgemeinen Ausführungen schließe ich eine kurze spezielle Beschreibung meiner Reisewege an. Die folgende Darstellung bildet die Fortsetzung und Ergänzung meiner früheren Abhandlung über Hydra im Jahrb. der Österr. Geol. R. A. 1910, Bd. 60, Heft 3, S. 467—497.

Strecke 1.

Von Hydra zur See über Molos nach Hagios Georgios und zurück auf dem Landwege über Soieri - Episkopi-Palamida - Vlichos.

Die Landroute von Hydra nach Palamida wurde bereits in meiner früheren, oben zitierten Abhandlung beschrieben. Der Weg kommt in der nordöstlich von Vlichos gelegenen Talschlucht zur Küste herunter und folgt ihr von da bis Palamida.

Die Küste zwischen dem Hafen von Hydra und der eben erwähnten Talschlucht setzt sich aus grauen Kalken zusammen, die die südwestliche Fortsetzung der Zlambachkalke von Mandraki darstellen.

Diese obertriadischen Kalke enthielten bei Mandraki zahlreiche bezeichnende Korallentypen, wie *Thecosmilia fenestrata* REUSS, *Thecosmilia Oppeli* REUSS, *Coccophyllum acanthophorum* FRECH. Dazu treten jetzt noch *Stylophyllopsis Mojsvari* FRECH und *Spongiomorpha acyclica* FRECH.

Diese Arten sprechen für Äquivalente der obernorischen Zlambachschiechten, wie ich bereits aber bemerkte, dürften die mächtigen Kalkmassen des nordöstlichen Hydras auch noch rhätische Anteile in sich vereinigen.

Die obertriadischen Korallenkalken bilden, wie gesagt, das nordöstliche Drittel von Hydra, und zwar genauer den nördlich der Linie Hydra—Hagia Triada—Hagios Nikolaos gelegenen Teil. Südlich dieser Grenzzone, die auch durch den Verlauf der von den Korallenkalken durch eine Verwerfung geschiedenen Bulogkalke bezeichnet wird, stehen Keratophyrtuffe und Schiefer- bzw. Kieselgesteine an.

Landeinwärts von der Kalkbarriere zwischen dem Hafen von Hydra und der Talschlucht nordöstlich Vlichos folgen rote Hornsteine und untergeordnete rote Schiefertone bzw. hellrote, dünnsschichtige Kalke, ein Zug weicherer Gesteine, den die Straße von Hydra bis zu der genannten Schlucht benutzt. Dahinter erheben sich dann die aus den karnischen Plattenkalken und Hornsteinen bestehenden Höhen des H. Ilias.

Wie bereits in meiner früheren Arbeit ausgeführt, besteht der Küstensaum zwischen dem Palamidatal-Vlichotal und dem nordöstlichen Paralleltal, in dem die Straße ans Meer herunter kommt, gleichfalls aus steilgestellten roten Hornsteinen, hinter denen graue, aus denselben obertriadischen Korallenkalken bestehende Kalkberge aufstrebend.

In den grauen Kalken der Gegend von Vlichos finden sich gleichfalls Korallen, meist Thecosmilien, doch ist ihre Struktur in der Regel undeutlich erhalten. Außerdem wurden auch Daonellen, allerdings nur in losen Kalkstücken beobachtet.

Der Lagerung und Verteilung der einzelnen Bildungen nach fällt die Schlucht nordöstlich Vlichos mit einer Verwerfung zusammen; denn der obertriadische Kalk, der ursprünglich wohl einem geschlossenen Zuge angehörte, wird hier durch roten Hornstein getrennt.

Nachzutragen wäre noch, daß in der Brandungszone zwischen dem Vlichotal und jenem nordöstlichen Paralleltal an

zwei Punkten grüner Keratophyrtuff zu Tage tritt, d. h. der gleiche Tuff, auf dem auch ein großer Teil der Stadt Hydra erbaut ist. Hier verdeckt leider die Bebauung, dort Gehängeschutt die Lagerungsverhältnisse des Tuffes zu den roten Hornsteinen.

Südwestlich von Palamida wird die vorspringende Steilküste aus den in schroffen Kliffs abstürzenden grauen Kalken gebildet. In der Brandungszone haben sich teilweise noch Reste der durch eine Verwerfung vom Kalk geschiedenen roten Hornsteine erhalten.

Die Einbuchtung von Molos entspricht gleichfalls einer Querverwerfung. Der westliche Vorsprung der Molosbucht besteht hauptsächlich aus grauen Oolithkalken von derselben Beschaffenheit, wie bei Episkopi. An der Spitze dieses Vorsprungs treten graue, klotzige Kalke auf, wie sie öfters in Verbindung mit Fusulinenkalken, z. B. auch auf dem hier der Küste vorgelagerten Inselchen Platonisi angetroffen wurden. Jedenfalls kommen auch in der Molosbucht Schiefergesteine vor, die den Karbonschiefern habituell vollkommen gleichen. Im Grunde der Bucht steigt landeinwärts das Kalkgebirge an; die karnischen Plattenkalke von H. Marina streichen bis zur Querverwerfung von Molos durch.

Von Molos bis zu dem Vorsprung östlich von Pettas besteht der Küstensaum wiederum aus den roten, zerrütteten Hornsteinen und Schiefen, die Hänge sind mit Aleppokiefernwald bestanden, aus dem dunkle Kalkschroffen herausragen.

Besonderes Interesse beansprucht die Zusammensetzung der gegenüber der Ostspitze von Pettas vorspringenden Punta.

Hier stehen nämlich (nordöstlich von H. Georgios) wieder die schon früher von mir auf der Insel nachgewiesenen roten Bulogkalke an.

Die roten Bulogkalke bilden den Kopf des hammerförmigen oder besser beilförmigen Vorsprunes. Die dicken Bänke sind senkrecht aufgerichtet (Streichen W-O bis Nord 80° bis 60° Ost; senkrecht bis steil südlich geneigt)¹⁾.

An der Stirn des Vorsprunes selbst sind den Bulogkalken in der Brandungszone noch lichte, dickbankige Kalke vorgelagert, z. T. mit rotem Hornstein.

Die Fossilführung der roten Bulogkalke, die auch mit hellgrauen Lagen wechseln, ist gering und beschränkt sich auf einige wenige, aber desto wichtigere Arten, die mit vieler

¹⁾ Bei den im speziellen Teil angeführten Streichrichtungen handelt es sich, soweit nichts anderes bemerkt, um observiertes Streichen.

Mühe aus dem harten, splitterig brechenden Kalk herauspräpariert wurden. Ich bestimmte aus meiner Sammlung von da die folgenden Spezies:

1. *Protrachyceras Cholnokyi* FRECH. (Textfig. 2.)
2. *Sageceras Haidingeri* HAUER var. *Walteri* MOJS emend. RENZ.
3. *Proarcestes spec.* (häufige Durchschnitte).
4. *Orthoceras multilabiatum* HAUER.

Wichtig ist hierunter vor allem das Vorkommen des *Protrachyceras Cholnokyi* FRECH, eine Art, die dem *Protrachyceras Reitzi* BÖCKH aus den Buchensteiner Schichten sehr nahesteht und sich davon nur durch die gedrängter stehenden, schmaleren Rippen und durch das Fehlen oder vielmehr durch eine bis zur bloßen Knotenbildung reduzierte Abschwächung der Externstacheln unterscheidet. Beide *Protrachyceren*, *Protrachyceras Reitzi* BÖCKH, wie *Protrachyceras Cholnokyi* FRECH, sind für die Buchensteiner Schichten (Bakony) bezeichnend.

Ich verweise hierbei gleichzeitig noch auf die große äußere Ähnlichkeit zwischen *Protrachyceras Cholnokyi* FRECH und *Anolcites doleriticus* MOJS. var. *Antigonae* RENZ, den ich kürzlich aus den Wengener Kalken der Argolis (Asklepieion) beschrieb. (Vgl. CARL RENZ, Die mesozoischen Faunen Griechenlands I. Teil. Die triadischen Faunen der Argolis. Palaeontographica Bd. 58 (1910), S. 50. Taf. II, Fig. 4 u. 5.)

Abgesehen von *Protrachyceras Cholnokyi* ist die Fossilführung an dem Vorsprung gegenüber von Pettas recht kümmerlich, es handelt sich aber zweifellos auch hier um dieselbe rote Kalkentwicklung, die ich sonst noch auf der Insel Hydra, so bei Hagia Irene, auf der Höhe zwischen Hydra und dem Kloster Hagios Nikolaos, sowie in der Tsingri-Bucht beobachtet habe. Von allen diesen Aufschlüssen liegt mir eine typische Bulogkalkfauna vor. (Vgl. hierzu noch S. 561—565, 571—572.)

Das Verbindungstück zwischen dem Bulogkalk und dem eigentlichen Küstenrand besteht aus weicheren Gesteinen, die bis auf einen schmalen Isthmus vom Meere ausgenagt wurden, während der harte Bulogkalk selbst mauerartig, einem nach Westen zu ins Meer hinausreichende Molo vergleichbar, stehen blieb.

Hierdurch entstand, besonders auf der Westseite des Vorsprungs, eine kleine Einbuchtung.

Nach den Aufschlüssen in dieser Bucht schließen sich im Süden an den Bulogkalk zunächst rote, Hornsteine an,

gleichfalls senkrecht stehend, und hieran grüne, dichte Keratophyrtuffe.

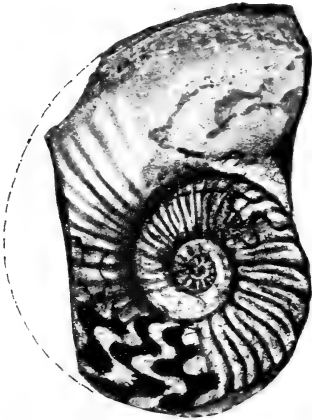


Fig. 1.

Protrachyceras Chohnokyi FRECH aus den Buchensteiner Schichten des Malomvölgy bei Felső-Örs (Forráshegy). Kopie nach F. FRECH in Neue Cephalopoden aus den Buchensteiner-Wengener und Raibler-Schichten des südlichen Bakony. Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees Bd. I, 1. Teil. Palaeont. Anhang Taf. II, Fig. 5b.



Fig. 2.

Protrachyceras Chohnokyi FRECH aus den roten Bulogkalken des südwestlichen Hydras, gegenüber der Ostspitze von Pettas. Natürl. Größe. Sammlung C. RENZ.

lichen Nordabhanges der Insel aufsteigen.

Auf der Ostseite des Vorsprunges treten neben den Keratophyrtuff noch dunklere,

braune Gesteinspartien, auch wechselt der rote Kiesel mit helleren und gelblichen Kalken.

Das braune Gestein gleicht nach L. MILCH makroskopisch einem massigen Keratophyr; das bunte, oberflächlich löcherige Gestein erinnert für das unbewaffnete Auge an einen Tuff, im Schilfe ließ sich der Tuffcharakter jedoch nicht nachweisen; das stark zersetzte Gestein hat große Ähnlichkeit mit den basischeren Gliedern der osthellenischen Keratophyrreihe (porphyritischer Charakter), so daß es eventuell aus großen Lapilli eines derartigen Gesteins bestehen kann.

Östlich von dem Bulogkalkkap, gegenüber der Ostspitze von Pettas, steht an der Küste in seiner Fortsetzung noch ein weiterer Rest der Bulogkalke an.

In entgegengesetzter Richtung besteht die Küste bis Hagios Georgios aus grauem, massigem Kalk. Zwischen Hagios

Georgios und dem Bulogkalkfundort sticht in der Brandungszone nochmals ein Fleck der grünen Keratophyrtuffe heraus.

Die auf dem Kopfe stehenden Bulogkalke sind, ebenso wie die gleichfalls steil aufgerichteten roten Bildungen, triadische Reste, die in dem Graben, der dem Kanal zwischen Pettas und Hydra entspricht, zwischen den emporstrebenden paläozoischen Horsten eingebrochen sind.

Nördlich der in einer Bucht im südwestlichsten Teil von Hydra gelegenen Kapelle H. Georgios wird die Küste im einzelnen zunächst aus schwarzgrauem Kalk gebildet, dann folgt Reibungsbreccie, dann grauweißer, etwas kieselhaltiger, kristalliner Kalk (z. T. dolomitisiert) vom Habitus des Fusulinenkalkes bezw. weissen Dolomites auf Stavronisi.

Die Kalke fallen scheinbar gegen die See zu ein. Das die Bucht von Hagios Georgios im Nordosten abschließende Kap setzt sich wieder aus grauem, massigem, halbkristallinem Kalk zusammen.

Das südlich von H. Georgios aufsteigende Gebirge besteht aus meist dunkeln Dolomiten bezw. dolomitischen Kalken. Es handelt sich um dieselben Bildungen, die ich schon früher zwischen Klimaki und Hagios Taxiarchis angetroffen habe und die auch auf Amorgos wiederkehren. In meinen früheren Abhandlungen ist auf Grund einer Reihe von Analysen die genauere chemische Zusammensetzung der dolomitischen Gesteine angegeben¹⁾. Eine weitere Analyse folgt auf S. 551.

Bei der Kapelle H. Georgios schließen sich in höherem Niveau gelbgrüne oder gelbgraue Schiefertone und Sandsteine an, die bei west-östlichem Grundstreichen recht gestört sind und senkrecht stehen.

Nach einer Zwischenlage von Breccien oder Konglomeraten folgen graue Quarzite, die mit den Quarziten oder quarzitischen Sandsteinen von Episkopi zu indentifizieren sind. Wie bei Episkopi kommen die ebenfalls gestörten Quarzite auch hier zusammen mit den gleichen Schiefern vor.

Der Vorsprung nördlich der Kapelle besteht aus groben Blöcken eines massigen, grauen Kalkes. Trotz eifrigen Suchens konnten darin keine Fusulinen ermittelt werden, obwohl er lithologisch den Fusulinenkalken von Platonisi usw. völlig gleicht.

Im Grunde der Bucht südwestlich von H. Georgios grenzen in der Brandungszone an den Dolomit des Kammes schwarze,

¹⁾ CARL RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. Jahrb. der Österr. Geol. R.-A. 1910, Bd. 60, Heft 3, S. 476, 502 u. 514.

blockartig abgesonderte Kalke mit weißem Kalkspatgäader und oolithischer Struktur an, zweifellos durch eine Verwerfung von dem Dolomit des Hinterlandes geschieden.

Das Kap im Westen der Bucht von H. Georgios besteht aus grauem, massigem, von weißem Kalkspatgäader durchzogenem Kalk.

Von H. Georgios kehren wir auf dem Reitpfad über das Gebirge nach Hydra zurück. Der Weg führt zunächst am Westhang der bei H. Georgios von Südost herabkommenden Talschlucht hinauf zum Kamm der Insel. Die Hänge sind mit Aleppokiefernwald bestanden, das Gestein ist durchweg ein dunkelgrauer Dolomit (bzw. dolomitisierter Kalk), der mit mittlerer Neigung nach Norden fällt.

Das Streichen ist dasselbe, wie oben auf dem abgeplatteten Kamm, wo die Dolomite bei senkrechter Stellung, aber auch mit mässigem Nordfallen N 60 bis 70 Ost streichen. Vorübergehend wurde auch flach südliches Fallen beobachtet.

Der Kamm der Insel bildet im Südosten von H. Georgios eine Einsenkung. Im Nordosten steigt er von hier ab zu beträchtlicheren Höhen an. Nach Südwest läuft der eigentliche Kamm in der Alexandros gegenüber gelegenen Landzunge aus, während sich die Halbinsel des Bistikaps wieder mit größeren Erhebungen im Westen angliedert.

Auf der Kammhöhe südöstlich Hagios Georgios (NNW von Tsingri) sind den gebankten, dunkelgrauen Dolomiten bzw. dolomitischen Kalken, die die ganze Landzunge bis zum Kap gegenüber Alexandros bilden, auskeilende schwarze Zwischenlagerungen eingeschaltet, die total von Fusulinellen erfüllt sind. Es handelt sich um dieselben Fusulinellenschichten, die den petrographisch gleichen Dolomiten zwischen Hagios Taxiarchis und Klimaki eingelagert sind. (Vgl. CARL RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. Jahrb. der Österr. Geol. R.-A. 1910, Bd. 60, S. 476. — CARL RENZ: Neue geologische Forschungen in Griechenland. Zentralbl. für Min. usw. 1911, S. 295—296 und diese Abhandlung S. 570.)

Die Fusulinellenschichten auf der Kammhöhe südöstlich Hagios Georgios enthalten außerdem noch Bellerophoniten.

Wie schon früher erwähnt, dürften diese charakteristischen Fusulinellen für ein altdyadisches Alter der betreffenden Dolomite sprechen. Es handelt sich um eine bisher noch nicht beschriebene Art, die nach unserer heutigen Kenntnis sonst nur noch in der japanischen Dyas auftritt.

Auf Hydra ist die Existenz der Dyas ja auch sonst durch palaeontologische Beweise, d. h. durch die charakteristischen Lyttonienkalke von Episkopi sichergestellt.

Der Nachweis eines dyadischen Alters der die Fusulinellenhaltigen Partien einschließenden Dolomite von Hydra wäre jedoch auch insofern von beträchtlicher Wichtigkeit, als habituell vollkommen gleiche Bildungen auf der Insel Amorgos, in dem Grabenbruch von Kryoneri, wiederkehren. Auf Amorgos wurden indessen noch keine Fossilien aufgefunden, doch ist die lithologische Ähnlichkeit der beiderseitigen Dolomit-Entwicklung so groß, daß ich an ihrer Identität nicht zweifle.

Selbst wenn aber die Fusulinellenkalke schließlich auch karbonisch wären, so würde dies ihrer Bedeutung für Amorgos keinen Eintrag tun, da auf Amorgos überhaupt bislang noch jegliche Fossilfunde fehlen.

Zum Vergleich führe ich hier noch die Ergebnisse der Analyse einer Dolomitprobe an, die den dolomitischen Gesteinen der Kammhöhe südöstlich von Hagios Georgios entnommen ist. Das analysierte Gestein enthielt auch Fusulinellen.

SiO ₂	0,489 Proz.
(FeAl) ₂ O ₃ . . .	0,120 „
CaO	49,298 „
MgO	5,365 „
Na ₂ O	kleiner Rest
CO ₂	44,625 Proz.
	<hr/> 99,897 Proz.

also

CaCO ₃	88,032 Proz.
MgCO ₃	11,267 „

Es handelt sich also, wie auch die Analyse ergab, um einen dolomitischen Kalk und nicht um reinen Dolomit. Die Analysenzahlen einer Probe des dolomitischen Fusulinellengesteins von H. Taxiarchis stimmen nicht ganz mit den obigen Werten überein. (Vgl. CARL RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. Jahrb. der Österr. Geol. R.-A. 1910, Bd. 60, S. 476. Auf Seite 502 und 514 derselben Abhandlung sind Analysen der petrographisch ähnlichen dolomitischen Kalke der Insel Amorgos angegeben, auf die gleichfalls verwiesen sei. Hier ist der Gehalt an MgO ebenfalls größer.)

Trotz der schwankenden Beimengungen an Magnesiumkarbonat können die betreffenden dolomitischen Kalke wohl unbedenklich parallelisiert werden.

Die verschiedene fazielle Ausstattung der vermutlich unter-

dyadischen Fusulinellenschichten von Hydra, besonders jener im Südwestteil der Insel, und der wohl zweifellos der Paläodyas angehörenden Neoschwagerinenkalke des benachbarten Pettas ist natürlich auffallend.

Es handelt sich hierbei, wie unten noch genauer ausgeführt werden wird, um lichtgraue, etwas kieselhaltige Kalke mit Fusulinellen, Fusulinen und Neoschwagerinen, wie *Fusulina japonica* Gümbel, *Neoschwagerina craticulifera* SCHWAGER und *Neoschwagerina globosa* YABE.

Vermutlich dürften die schwarzen Fusulinellenkalke und die dunkelgrauen Lyttonienkalke von Hydra, sowie die helleren Neoschwagerinenkalke von Pettas (Stavronisi, Trikeri, Platonisi) verschiedene Horizonte der Dyas repräsentieren, wobei die Lyttonienkalke nach dem Profil von Pettas höher liegen würden, als die Neoschwagerinenkalke.

Es sei aber jedenfalls nochmals betont, daß ein dyadisches Alter der hydriotischen Fusulinellenschichten noch nicht sicher ist, wenn auch die vorliegende Fusulinellen-Art nach bisheriger Erfahrung sonst nur noch in der japanischen Paläodyas wiederkehrt. Die Fusulinellen an sich besitzen ja eine ziemliche vertikale Ausdehnung und reichen auch weit in das Carbon hinunter, in wie weit die einzelnen Arten niveaubeständig sind, entzieht sich zunächst noch der Beurteilung. Nach dem bisher bekannten Profilen (Pettas) könnten die Fusulinellenkalke entweder jünger, wie die Naoschwagerinenkalke oder älter, wie die obercarbonischen Fusulinenkalke sein.

Wie erwähnt, steigt der Kamm des hydriotischen Gebirgsrückens im Osten von diesem Fusulinellenfundpunkt beträchtlich an. Der Weg nach Hydra erklimmt zunächst längs einer dunklen Kalkmauer (südlich vom Weg) eine den Südbasturz des südwestlichen Inselteils etwa auf halber Höhe begleitende Schieferzone. Diese schmale Schieferzone verschwindet jedoch beim Beginn der schon erwähnten, vom Kamm in nordwestlicher Richtung nach Hagios Georgios hinabziehenden Schlucht. Der Weg benutzt dann bis zur Einsenkung von Soieri im wesentlichen diesen weichen Schieferstreifen. Die meist dunkeln oder graugrünen Schiefer fallen in der Regel steil nach Nord. Der untere Teil der Steilküste wird von den von Soieri herüberstreichenden hornsteinreichen Plattenkalcken gebildet. Petrographisch handelt es sich um dieselben Bildungen, die unterhalb Hagia Marina Halobien und Daonellen führen. Oberhalb des Schieferstreifens dürften im wesentlichen dunkle Oolithkalke, wie sie auch bei Episkopi beobachtet wurden, den Inselkamm zusammensetzen. Es handelt sich um ein total

verworfenes Bruchgebiet, was auch schon daraus hervorgeht, daß der Schieferstreifen bei der Erniedrigung des Kammes südöstlich Hagios Georgios verschwindet.

Auf dem weiteren Wege bis Soieri wurden noch graugelbe Sandsteine mit Versteinerungsresten, dann dunkle, gelbe und grünliche Schiefer mit dunkeln Oolithkalkbrocken, sowie Quarzite, wie bei Episkopi und Hagios Georgios, beobachtet. Streichen meist W-O, Fallen mit mittlerer Neigung (45^0) nach Nord.

Der Weg wendet sich oberhalb der Schlucht von Hagios Nikolaos landeinwärts zu einer Einsattelung des Kammes westlich der Gehöfte von Soieri. Das ganze Gebirge ist mit Aleppo-Kiefernwald bestanden.

Bei der Einsattelung von Soieri überlagern weiße, tuffige Kalke mit Brocken älteren Gesteins das Untergrundgestein, das wieder aus den dunkeln Dolomiten zu bestehen scheint. Im Osten der Einsattelung erheben sich, scharf abschneidend, hellgraue Kalke von marmorartigem Habitus, auf denen das Gehöft erbaut ist.

Der Kalk ähnelt in jeder Hinsicht den Kammkalken des mittleren Inselteiles, aber auch gewissen jungpaläozoischen Kalken auf Alexandros und Stavronisi, so daß sein Alter bei dem Mangel an paläontologischem Material hier noch nicht mit Sicherheit bestimmt werden konnte.

Die Senke von Soieri bezeichnet jedenfalls einen deutlichen tektonischen Abschnitt.

Aus den weißgrauen Kalken von Soieri gelangt man auf dem Weiterweg unmittelbar in die oben erwähnten plattigen Hornsteinkalke, die auf ein kurzes Stück die Kammhöhe zusammensetzen und nach der Bucht von Hagios Nikolaos hinunterstreichen, indem sie die Westwand der nach dieser Kapelle hinabfallenden Schlucht zusammensetzen. Hier oben sind die Hornsteinplattenkalke bei meist senkrechter Stellung stark gestört; daher bleibt ihr stratigraphisches Verhältnis zu den massigen, weißgrauen Kalken unklar. Ihr Streichen wurde mit N 45 Ost abgelesen; sie schwenken aber bald bei nördlichem Fallen wieder in die Nordostrichtung ein.

Die hornsteinführenden Bildungen erinnern, wie gesagt, an die karnischen Halobien- und Daonellschichten unterhalb Hagia Marina. Bei Soieri wurden auch rote Hornsteinzwischen-schaltungen beobachtet, alles ist aber stark gewunden und zerrüttet. Da an dem Ostabsturz der nach Hagios Nikolaos hinabfallenden Talschlucht wiederum die weißgrauen Kalke, wie bei Soieri anstehen, so bilden die letzteren wohl nur eine Zwischenscholle bzw. einen Zwischenhorst.

Der Weg führt von Soieri weiter in dem Hornstein-Plattenkalk und wendet sich in ihm hinüber auf den nördlichen Kammhang der Insel. Hier kommen unter den grauen Hornstein-Plattenkalcken nochmals die rotgefärbten Parteen zum Vorschein¹⁾, wie sie auch bei Hagia Marina vorkommen. Dann tritt der Saumpfad in die grauen bis weißgrauen, marmorartigen Kalke über, die nunmehr auch hier, wie im mittleren Insel-drittel, die Bildung der Kammhöhe übernehmen.

Die den Kamm bei Soieri in einer Breite von zirka 500m überquerende Hornstein-Plattenkalk-Zone streicht von hier, wesentlich an Breite verlierend noch nach H. Nikolaos (Tsingri) weiter. Die wechselnde Breite läßt auf Verwerfungen bzw. auf Verwerfungen beruhenden Schichtenwiederholungen innerhalb des Hornsteinplattenkalk-Komplexes schließen, der bei H. Marina etwa 200—250 m mächtig ist. Diese Zone weicherer Gesteine dürfte daher zwischen den weißgrauen Kammkalcken eingebrochen sein, bildet aber nicht die direkte Verlängerung der obertriadischen Hornstein-Plattenkalke von H. Marina, die ihrerseits nach Molos hinüberziehen. Die Hornstein-Plattenkalke von Soieri und H. Marina hängen demnach nicht zusammen. Der letztere Zug ist weiter nach Süden vorgerückt, ebenso wie jener von H. Marina gegen die Zone des Prophit Ilias, eine kulissenartige Anordnung, die auf Querbrüche und Querverschiebungen schließen läßt. In Anbetracht der hochgradigen Zerstückelung der die Insel Hydra bildenden Gebirgsscholle kann natürlich nur das Alter der paläontologisch fixierten Bildungen als sicher bestimmt gelten.

Der weißgraue, schon recht kristalline Kammkalk, in dem unser Weg²⁾ nun bis zur Straße Episkopi-Hydra weiterführt, gehört noch zu den nicht sicher festgestellten Bildungen.

Ich habe bereits in meiner früheren Publikation das Profil längs der Straße von Episkopi nach Palamida beschrieben.

Wir betreten in den Kalcken 4 des damaligen Profils die Straße. Ich hatte seinerzeit diese Kammkalke ihrer petrographischen Ähnlichkeit wegen mit den Diploporenkalcken Attikas verglichen, da aber, wie gesagt, im benachbarten Jungpaläozoi-

¹⁾ An dieser Stelle wurden außerdem noch untergeordnet gelbe und rote Schiefer, ferner zersetzte und zerriebene Tuffe (Keratophyrtuff) und gelbe, grauackentartige Gesteine beobachtet, alles zerrüttet und durcheinandergeworfen.

²⁾ Der Pfad steigt an der Nordseite eines höheren Rückens aufwärts und senkt sich nach abermaliger Überschreitung des Kammes in einer Schlucht hinunter in das Ursprungsgebiet der von Episkopi nach Norden hinabfallenden Talschlucht. Wir sind südlich der Kammhöhe, die von jenem Tal durchbrochen wird.

kum unseres Gebietes gleiche Gesteinsvarietäten auftreten, ist dieser Vergleich wieder zweifelhaft geworden.

Gegen Episkopi zu geht dieser graue Kalk, wie bekannt, in die dunkelgrauroten und dunkeln Oolithkalke über, die auch bei Molos wieder auftreten und ferner den Kamm von Soieri bis zum Abfall zu der Schlucht von Hagios Georgios in der Hauptsache zusammensetzen dürften. Nach Süden folgen, gleichsinnig streichend und fallend, kurz vor dem Endpunkt der Straße hellgraue Quarzite oder quarzitishe Sandsteine (Streichen W-O, Fallen 70° nach Nord). Die Quarzite setzen sich nach Westen fort und streichen an der Südseite des Hügels, der die Kirche von Episkopi trägt, vorbei. Dann folgt ein Querbruch und jenseits desselben rote Kalke vom Habitus der Bülgkalke (Streichen W-O, senkrecht stehend), die im Norden direkt an die Kammkalke angrenzen. Versteinerungen konnten in den roten Kalken nicht entdeckt werden.

Um so wichtiger für die Horizontierung der so rasch wechselnden Sedimentbildungen um Episkopi sind dagegen die schon früher von mir entdeckten Lyttonienkalke. Der Lyttonienfundpunkt liegt in dem Aleppokiefernwald südwestlich vom Endpunkt der Straße und südöstlich von der kleinen Kapelle des H. Nikolaos von Episkopi (nicht zu verwechseln mit den vielen anderen Nikolaos-Kapellen bzw. Kloster auf der Insel).

Die unter den Lyttonienkalken liegenden schwarzen Kalke, die mit schroffen Kliffs die Steilküste bilden, fallen 45° nach Norden. Die darüber lagernden schwarz-grauen, Lyttonien führenden Bänke streichen West-Ost und fallen etwa 60° nach Norden.

Auf Grund meiner neueren Aufsammlungen seien aus den Lyttonienkalken von Episkopi neben der häufigen *Lyttonia Richthofeni* KAYSER und ihrer Größenvarietät *Lyttonia nobilis* WAAGEN noch *Enteles Waageni* GEMMELLARO, *Productus semireticulatus* MARTIN, *Productus graciosus* WAAGEN, *Productus aff. tibetico* FRECH, *Productus nov. spec. ind.*, *Productus cf. mytiloides* WAAGEN, *Liebea sinensis* FRECH nachgetragen.

Dazu treten einige nicht näher bestimmbare Bellerophoniten.

Der zitierte *Productus aff. tibetico* FRECH ist nach den mir zum Vergleich vorliegenden Original exemplaren des *Productus tibeticus* eine etwas gröber geknotete Varietät dieser bisher aus der Unterdyas Zentralasiens bekannten Art.

Ein von Episkopi stammendes Exemplar der *Lyttonia Richthofeni* KAYSER habe ich bereits im Jahrbuch der Österr. Geol. R.-A. 1910, Bd. 60, Taf. XVIII, Fig. 6, abgebildet. (CARL RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum.)

Der von diesem Fundort weiter vorliegende *Enteles* stimmt mit seiner asymmetrischen Gestalt und der feinen Oberflächenstreifung der Schale gut mit dem sizilischen *Enteles Waageni* GEMMELLARO überein. Die im einzelnen etwas ausgeprägteren Rippen sind aber schmäler und stehen auch gedrängter, so daß auf der Ventralklappe des hydriotischen Exemplares 2 kleine seitliche



Fig. 3.



Fig. 3a.



Fig. 3b.

Enteles Waageni GEMMELLARO aus den dunkelgrauen Lyttonienkalken von Episkopi auf der Insel Hydra. C. RENZ leg. Natürl. Größe.



Fig. 4.

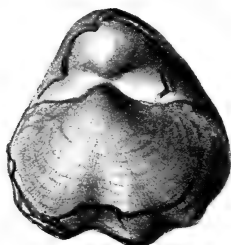


Fig. 4a.



Fig. 4b.

Enteles Waageni GEMMELLARO aus der Palaeodyas von Fiume Sosio auf Sizilien. C. RENZ leg. Natürl. Größe.

Fältchen mehr zu zählen sind, als bei einem gleichgroßen Vergleichsstück, das ich selbst bei Fiume Sosio aufsammlte. Das Letztere stimmt übrigens auch nicht vollkommen mit den Originalabbildungen von Gemmellaro überein. In Anbetracht der Variabilität dieser *Enteles*-Arten können wohl die hier abgebildeten Stücke (Textfiguren 3, 3a, 3b, 4, 4a, 4b) von Hydra und Sizilien trotz der geringen Faltenverschiedenheiten vereinigt werden. Das griechische Exemplar (Textfiguren 3, 3a, 3b) schließt sich der Figur 18 auf Taf. 29 von Gemmellaro an (La Fauna dei calcari con Fusulina della Valle del Fiume Sosio).

Liebea sinensis FRECH war bisher aus der Paläodyas von Loping in China bekannt, d. h. aus denselben Schichten, in denen, ebenso wie auf Hydra, auch *Lyttonia Richthofeni* KAYSER auftritt.

Die Lyttonienkalke von Episkopi dürfen jedenfalls der Paläodyas zugezählt werden. Innerhalb der Paläodyas liegt indessen ihr Horizont nicht absolut fest. Es bleibt zunächst unentschieden, ob die Lyttonienkalke von Episkopi und die Sosio- kalke Siziliens genau äquivalente Bildungen darstellen, oder ob die ersteren mehr den im Ganzen etwas älteren Trogkofelschichten bezw. Teilen derselben zu vergleichen sind.

Die über den Lyttonienkalken von Episkopi folgende Schieferzone mit ihren dunkeln Sandstein-Einlagerungen füllt den Raum zwischen den Quarziten von Episkopi und den Lyttonienkalken aus.

Da bei gleicher Streichrichtung stets ein nördliches Fallen herrscht, ist zwischen den Lyttonienkalken, den Quarziten, Oolithkalken und triadischen Bildungen augenscheinlich keine Diskordanz vorhanden. Transgressionskonglomerate wurden auch nicht beobachtet. Trotzdem handelt es sich wohl bei dem Profil von Episkopi bis Palamida nicht um eine ununterbrochene, geschlossene Schichtenfolge, sondern der Zusammenhang der ursprünglich aufeinanderfolgenden einzelnen Glieder dürfte durch Längsverwerfungen unterbrochen sein. Es läßt sich daher bislang noch nicht angeben, wie die normale Reihenfolge und Ausbildung der Sedimente zwischen Lyttonienkalk und Bulogkalk beschaffen ist.

So scheint auch zwischen den weißgrauen Kammkalken (Kalken 4 des Profils) und den roten Kalken, auf denen die Kapelle H. Marina steht, eine Verwerfung hindurchzugehen, doch ist die geologische Situation nur ungenügend aufgeschlossen. Der rote Kalk bei der Kapelle H. Marina gleicht habituell den Bulogkalken der Insel, er hat indessen noch keine bestimm- baren Fossilien geliefert. Er dürfte etwa 20 Meter mächtig sein. Darüber folgen rote dünnsschichtige Hornsteine mit Kalklagen von welliger Absonderung, scheinbar aus den Bulogkalken über- gehend. Sie streichen W-O und fallen 70° nach Nord oder sind auch senkrecht aufgerichtet.

In die etwa gleichfalls 20 Meter im Vertikalumfang haltende Bildung ist auch eine unregelmäßig begrenzte graue Kalk- einlagerung mit roten Hornsteinknollen eingeschaltet.

Diese Bildungen gehen in graue Plattenkalke mit Horn- steinzwischenlagen über. Auch hier sind die dünneren und dickeren Kalklagen z. T. nicht ebenflächig, sondern fladen- artig oder wellig voneinander abgesondert, ebenso unebenmäßig

sind auch die Schichtflächen der mit den schwarzgrauen Kalken wechselnden Hornsteinlagen.

Die Halobien und Daonellen, von denen schon früher eine Anzahl Spezies angegeben wurde, wie *Daonella styriaca* Mojs., *Daonella cassiana* Mojs., *Halobia Hoernesii* Mojs., *Halobia austriaca* Mojs., *Halobia insignis* GEMM., liegen ziemlich weit oben in dem etwa 200—250 Meter einnehmenden Hornstein-Plattenkalkkomplex.

Die Halobien und Daonellen führenden Anteile des Hornstein-Plattenkalkkomplexes unterhalb Hagia Marina vertreten demnach wohl die karnische Stufe.

Die Halobienschichten ziehen nach Westen weiter gegen das Tal von Molos zu und halten längs des Weges an bis vor der Häusergruppe Palamida (auf der Höhe). Von hier führt die Straße im Bogen am Südhang des Palamidabeckens abwärts, und zwar zunächst in steil nach Süden fallenden roten Schiefertönen und Hornsteinen. Auch hier sind tektonische Störungen vorhanden, denn diese roten Bildungen setzen sich nicht gegen H. Irene zu fort. Wohl aber die weiter oben am Abhang anstehenden Halobien- und Daonellenschichten, die von hier bis zum Paß Gisisa (Paß Klimaki) durchstreichen, wo sie ihrerseits ebenfalls durch eine Querverwerfung abgeschnitten werden. Andererseits streichen die Bulogkalke von H. Irene nicht über das Palamidatal hinüber. Immerhin dürften aber auch die karnisch-untornorischen Hornstein-Plattenkalke und die erwähnten roten Bildungen am Südhang des Palamidabeckens durch eine Verwerfung geschieden sein. In der Verwerfungszone wurden auch graue massige Kalke und Reste roter Kalke vom Habitus der Bulogkalke beobachtet.

Unten an der Straßenbrücke über die von Westen herabkommende Trockenschlucht befindet sich zwischen Geröll ein räumlich eng begrenzter Aufschluß von grünem Keratophyrtuff.

Bei dem wesentlich verengerten Durchbruch des Palamidatales zur Nordküste stehen auf der Westseite nochmals die schon oben bei H. Marina beobachteten plattigen Kalke mit den roten Kieselfluden und Kieselnieren an. Sie sind ebenfalls stark gewunden und fallen 45° nach Nord. Beim Ausgang der Schlucht folgen dann, durch einen Bruch abgetrennt, die grauen Kalke der Küstenbarriere, die bei gleichem, west-östlichem Streichen steil aufgerichtet sind. Auch hier scheint nochmals ein Rest Bulogartigen roten Kalkes und der roten Hornstein-Plattenkalke, die bei H. Marina an der Basis der grauen Hornstein-Plattenkalke auftreten, (in senkrechter Stellung) vorzukommen. Ebenso steil stehen die Hornsteine des Küsten-

saumes zwischen Palamida und Vlichos; sie sind stark gewunden und gequält und neigen sich teilweise auch nach Süden über.

Strecke 2.

Von Hydra über Palamida-Soieri nach H. Nikolaos und Tsingri; zurück zur See über Kap Bisti.

Die Talschlucht, die von Soieri nach Hagios Nikolaos hinabfällt, hält sich an die Grenze zwischen den grauen, halbkristallinen Kammkalken des mittleren Inselteiles und den bereits im vorigen Kapitel erwähnten Hornstein-Plattenkalken. Zwischen beiden Bildungen streicht jedenfalls eine Verwerfung hindurch. Unten in der Schlucht erscheinen auf der Bruchgrenze violettrote bis graurote, leicht zerbröckelnde Gesteine. Es handelt sich hierbei um tonige Tuffe aus vermutlich keratophyrischem Material. Oberhalb der Kapelle Hagios Nikolaos finden sich auf eine kurze Erstreckung hin rote Kalke vom Habitus der Bulogkalke.

Die Ostküste der Bucht von Hagios Nikolaos wird aus den grauen Kammkalken gebildet; auf der entgegengesetzten Seite herrschen die stark gewundenen Hornstein-Plattenkalke vor, die mit den petrographisch identen karnischen Bildungen der Insel verglichen wurden. Die Hornstein-Plattenkalke des Südhangs werden von zahlreichen Querbrüchen durchsetzt.

Zwei in die Bucht von Hagios Nikolaos vorspringende Felsenkaps zwischen dem Grunde der Bucht und der Nordspitze des Inselchens Tsingri bestehen aus roten Bulogkalken.

Die Bulogkalkvorkommen der Nikolaosbucht liegen daher, genauer gesagt, im Nordosten von Tsingri und südwestlich von der Kapelle Hagios Nikolaos.

Der nächstwestliche Vorsprung, der direkt auf die Spitze von Tsingri hinüberweist, setzt sich aus weißem Marmor zusammen.

Die Analyse dieses weißen Marmors ergab folgende Werte:

Glühverlust . .	47,146 Proz.
SiO ₂	0,200 "
(FeAl) ₂ O ₃	0,109 "
CaO	31,505 "
MgO	18,625 "
Na ₂ O	2,502 "
CO ₂	47,016 "
	<hr/> 99,957 Proz.

d. h.

CaCO ₃	56,259 Proz.
MgCO ₃	39,113 "
Na ₂ CO ₃	4,278 "

Es liegt demnach ein marmorisierter, stark dolomitischer Kalkstein vor.

Nach dem äußeren Aussehen handelt es sich um einen blendend weißen Marmor von feinem Korn. An der Spitze des Vorsprungs enthält der hier mehr grauweiße, kristalline Kalk Kieselpartikelchen und gleicht insofern gewissen Kalken von Alexandros (Stavronisi, Trikeri).

Sowohl die Marmorpunta, wie die Bulogkalkvorsprünge werden durch eine scharf ausgeprägte Bruchlinie von den Hornstein-Plattenkalken geschieden, die den dahinter aufsteigenden Südhang Hydras bilden und ihrerseits gegen die paläozoischen Gesteine des Kammes verworfen sind. In Wirklichkeit stellt also die Hornstein-Plattenkalk-Zone eine zwischen älterer Trias und paläozoischen Bildungen eingebrochene Scholle dar. Im weiteren Verlauf des tektonischen Prozesses sind dann die einzelnen Schollen teils gehoben worden, teils weiter abgesunken.

Die Bulogkalke bilden, wie gesagt, die beiden mittleren Vorsprünge der Nikolaos-Bucht, nordöstlich von dem Eiland Tsingri.

Diese Kalkvorsprünge machen einen durchaus zerrütteten Eindruck. Es sieht aus, wie wenn große und kleinere Blöcke, darunter auch graue Kalkblöcke, zuerst aus ihrem ursprünglichen Schichtungsverhältnis gerissen und durcheinander gerüttelt und dann durch den Gebirgsdruck wieder zusammengeknetet worden wären.

Eingequetscht in die roten Kalke finden sich auch Reste von rotem und gelbem, bröckeligem Gestein, wie es an dem Verbindungsstück zwischen den Bulogkalkvorsprüngen mit dem aus Hornstein-Plattenkalken bestehenden Südhang ansteht.

In unregelmäßiger Lagerung folgen über den roten Bulogkalken braungelbe bis graugelbe, zerrüttete, bröckelige, feldspatreiche, zersetzte Tuffe und Schiefergesteine mit roten und dunkelgrauen, unregelmäßig eingelagerten Partien und Einsprenglingen von dunklem Hornstein. Auch eine eingelagerte Linse von grünem Keratophyrtuff wurde beobachtet. Im allgemeinen herrscht Nordfallen¹⁾.

Die Auflagerung der zerrütteten Tuffgesteine auf den Bulogkalken ist nicht regulär und konkordant, sondern wohl durch tektonische Wirkungen bedingt. An der Überlagerungsgrenze sind in die grauen, zermalnten Gesteinspartien auch rote

¹⁾ Das Einfallen der Bulogkalke ist im allgemeinen mit mittlerer Neigung nach Norden gerichtet.

Hornsteinbrocken eingeknetet. Da diese Bildungen Keratophyrtuffe eingeschaltet enthalten, sind sie wohl älter, als die Bulogkalke. Vermutlich sind also die Bulogkalke zuerst heruntergebrochen und dann die Schiefer- und Tuffbildungen durch den Gebirgsdruck daraufgepreßt worden.

Die total zerrüttete und gequetschte Struktur der die beiden Vorsprünge zusammensetzenden Bildungen läßt auf enorme Druckwirkungen Seitens der gebirgsbildenden Kräfte schließen und abgesehen von den paläontologisch fixierten roten Bulogkalken ließ sich keine der verschiedenen Bildungen stratigraphisch näher bestimmen.

Was die Fossilführung anlangt, so enthalten die grauen Kalkpartien Diploporen und Durchschnitte großer Schnecken, die sich nicht herauslösen ließen; die roten Kalke lieferten mehrere z. T. sehr gut erhaltene Ammoniten und Orthoceren. Die Cephalopodenfauna konnte jedoch erst mit vieler Mühe und großem Zeitaufwand aus dem sehr harten und splitterig brechenden Gestein herausgeschlagen werden. Nach meinen Bestimmungen enthält meine von da mitgebrachte Sammlung neben Crinoidenstielgliedern folgende Arten:

1. *Orthoceras multilabiatum* HAUER.
2. *Orthoceras campanile* MOJS.
3. *Proteites pusillus* HAUER (3 Exemplare; darunter Textfig. 6 u. 6a).
4. *Proteites Kellneri* HAUER.
5. *Proteites angustus* HAUER var. *hydriotica* RENZ (Textfig. 8).
6. *Proarcestes quadrilabiatum* HAUER.
7. *Proarcestes spec.* (mehrere Stücke).
8. *Procladiscites Brancoi* MOJS.
9. *Monophyllites wengensis* KLIPST. var. *sphaerophylla* HAUER emend. RENZ (Textfig. 7).
10. *Monophyllites Suessi* MOJS.
11. *Ptychites pusillus* HAUER (Textfig. 5 u. 5a).
12. *Ptychites gibbus* BEN.
13. *Ptychites Oppeli* MOJS.
14. *Gymnites Humboldti* MOJS.
15. *Gymnites incultus* BEYR.
16. *Sturia Sansovinii* MOJS.

Besonderes Interesse verdienen hierunter die globosen Proteiten, die für die Bulogkalke Bosniens und Dalmatiens charakteristisch sind und bisher, ebenso wie *Orthoceras multilabiatum* HAUER, aus der griechischen Trias noch nicht bekannt waren. *Ptychites pusillus* HAUER und die übrigen Arten sind

nicht nur in den Bulogkalken Bosniens usw., sondern auch in den entsprechenden Anteilen der roten Triaskalke beim



Fig. 5.

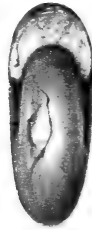


Fig. 5a.

Ptychites pusillus HAUER aus den roten Bulogkalken der Tsingri-Bucht (Bucht von H. Nikolaos) auf Hydra. Natürl. Größe. CARL RENZ leg.



Fig. 6.



Fig. 6a.

Proteites pusillus HAUER aus den roten Bulogkalken der Tsingri-Bucht (Bucht von H. Nikolaos) auf der Insel Hydra. Natürl. Größe. Sammlung des Verfassers.



Fig. 7.

Monophyllites wengensis KLIPST. var. *sphaerophylla* HAUER emend. RENZ aus den roten Bulogkalken der Tsingri-Bucht auf Hydra. Natürl. Größe. Sammlung des Verfassers.

Asklepieion in der Argolis häufig. Es handelt sich demnach auch auf Hydra um eine Vertretung von *Trinodosus*-Kalken in der für Bosnien bezeichnenden Entwicklung.

Die hydriotischen Aufschlüsse (Hagia Irene, Höhe zwischen Hydra und Kloster Hagios Nikolaos, Vorsprung gegenüber der Ostspitze von Pettas und Tsingri-Bucht) haben somit bis jetzt die folgende Gesamtfauuna geliefert:

- Orthoceras campanile* MOJS.
Orthoceras multilabiatum HAUER.
Syringoceras spec.
Procladiscites Griesbachi MOJS.
Procladiscites Brancoi MOJS.
Psilocladiscites molaris HAUER.
Proteites pusillus HAUER.
Proteites angustus HAUER var. *hydriotica* RENZ.
Proteites Kellneri HAUER.
Ceratites (Bosnites) bosnensis HAUER.
Hungarites cf. Mojsisovicsi ROTH.
Sturia Sansovinii MOJS.
Protrachyceras Cholnoky FRECH.
Gymnites bosnensis HAUER.
Gymnites incultus BEYR.
Gymnites Humboldti MOJS.
Ptychites pusillus HAUER.
Ptychites Oppeli MOJS.
Ptychites gibbus BEN.
Proarcestes quadrilabiatum HAUER.
Proarcestes div. spec. ind.
Sageceras Haidingeri HAUER var. *Walteri* MOJS.
 emend. RENZ.
Monophyllites wengensis KLIPST. var. *sphaerophylla*
 HAUER emend. RENZ.
Monophyllites Suessi MOJS.

Auch die Gesamtfauuna¹⁾ gliedert sich demnach der Tierwelt der bosnischen und dalmatinischen Bulogkalk an.

In stratigraphischer Hinsicht erheischt nur das Auftreten des *Protrachyceras Cholnoky* FRECH noch eine Bemerkung.

Die Art war bisher aus den Buchensteiner Schichten des Bakony bekannt.

Entweder geht sie also auf Hydra etwas tiefer oder spricht für ein teilweises Hineinreichen der Bulogkalk-Entwicklung in die ladinische Stufe¹⁾ bzw. für die Existenz einer anisisch-ladinischen Grenzbildung in gleicher Fazies.

¹⁾ Vergl. die Arbeit des Verfassers in der Palaeontographica 1911. Bd. 58 S. 1 - 104. CARL RENZ: Die mesozoischen Faunen Griechenlands, I. Teil. Die triadischen Faunen der Argolis.

In der benachbarten Argolis geht ja nach meinen Untersuchungen die rote Cephalopodenkalkfazies des Asklepieiontales von den Trinodosusschichten in einheitlicher Entwicklung bis in die karnische Stufe durch.

Meine Aufsammlungen an den neuen Aufschlüssen der Insel Hydra haben vor allem noch eine weitere Verstärkung der typischen Bulog-Arten ergeben, unter denen besonders

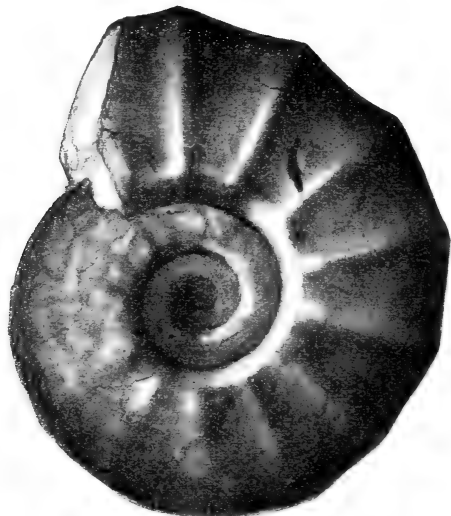


Fig. 8.

Proteites angustus HAUER var. *hydriotica* RENZ (nov. var.) aus den roten Bulogkalken der Tsingri-Bucht auf Hydra. Seitenansicht in natürlicher Größe. Privatsammlung C. Renz.

Proteites Kellneri HAUER, *Proteites pusillus* HAUER, *Proteites angustus* HAUER var. *hydriotica* RENZ, *Ptychites pusillus* HAUER und *Orthoceras multilabiatum* HAUER hervorzuheben wären.

Was die neue Varietät, var. *hydriotica* RENZ, des *Proteites angustus* HAUER betrifft, so zeigt sie sowohl nahe verwandtschaftliche Beziehungen zu *Proteites angustus* HAUER (Cephalopoden aus der Trias von Bosnien, Taf. VI, Fig. 3), wie auch zu *Proteites Kellneri* HAUER (Cephalopoden des bosnischen Muschelkalkes, Taf. VII, Fig. 1, 2, 3, 4). Die Skulptur der äußeren Windung des in Textfig. 8 dargestellten Exemplares aus Hydra paßt, ebenso wie die Einrollungsverhältnisse, gut zu *Proteites angustus*; der Querschnitt der neuen Varietät ist jedoch breiter. In diesem Punkte gleicht die Abart der Bulogkalke

Hydras wieder mehr dem *Proteites Kellneri*. Der Querschnitt der Umgänge stimmt etwa mit dem des *Proteites robustus* HAUER überein (Cephalopoden aus der Trias von Bosnien, Taf. VI, Fig. 1). Die Skulptur der inneren Windungen und die Lobatur ist bei meinem Exemplar aus den hydriotischen Bulogkalken leider nicht zu erkennen.

Bei dem in den Textfiguren 6 und 6a wiedergegebenen *Proteites pusillus* HAUER der hydriotischen Bulogkalke, d. h. der involutesten Form der Proteiten des Bulogkalkes, handelt es sich um einen Proteitenkern, dessen Vergleich mit den bloßgelegten inneren Windungen des HAUER'schen Originals für eine beiderseitige Vereinigung spricht (vergl. F. HAUER: Beiträge zur Kenntnis der Cephalopoden aus der Trias von Bosnien I. Neue Funde aus dem Muschelkalk von Han Bulog bei Sarajevo. Denkschr. Akad. Wiss. Wien 1892, Bd. 59, Taf. VI, Fig. 2a—d, S. 270).

Die in einer lebhaften Entwicklung begriffene Ptychitengruppe des *Ptychites pusillus* HAUER tritt in den Triaskalken des Asklepions (Argolis) in mehreren, sich gegenseitig zu einer fortlaufenden Formationsreihe zusammenschließenden Varietäten auf. Das auf Hydra gefundene Exemplar (Textfigur 5 und 5a) gleicht dem bosnischen Originaltypus der Art von Han Bulog, mit dem es in der Gestalt des Gehäuses, wie in der Lobatur vollkommen übereinstimmt.

Das hydriotische Stück des *Monophyllites wengensis* KLIPST. var. *sphaerophylla* HAUER emend. RENZ schließt sich, wie die Textfigur 7 veranschaulicht, in der Gestalt der Schale und deren Oberflächenskulptur vollständig den bisher abgebildeten Originalen dieser Art bzw. Varietät an. Nicht ganz so genau decken sich die Konturen der Loben und Sättel, doch dürften die kleinen Abweichungen noch innerhalb der Variationsbreite der Spezies bzw. Varietät liegen, umsomehr, da diese Ammonitengruppe überhaupt zur Variabilität neigt (vergl. hierzu CARL RENZ: Palaeontographica Bd. 58, S. 23, 44—46).

Die der weißen Marmorzone gegenüberliegende Nordspitze des Eilandes Tsingri besteht gleichfalls aus rotem Bulogkalk, der aber noch keine Fossilien geliefert hat.

Nördlich hinter der Ansatzstelle der Marmorzone erheben sich, durch einen Bruch getrennt, die wohl obertriadischen Hornstein-Plattenkalke des Südhanges; an der Spitze ist der grauweiße, kristalline Kalk dichter, enthält Kieselpartikelchen und ähnelt sehr den kristallinen Kalken von Alexandros.

An dem Aufbau des kleinen Tsingri nehmen, abgesehen von den schon erwähnten Bulogkalken, noch eine Menge anderer Bildungen teil; die Lagerungsverhältnisse sind aber durch die

Schollenzerstückelung dermaßen verworren, daß ich nur die einzelnen Sedimente aufzähle.

Die Ostküste wird von der Nordspitze bis zur Südspitze aus folgenden Gesteinen gebildet:

1. roten Bulogkalken,
2. grauschwarzem Kalk,
3. gelbem Schieferrest,
4. massigem, grauem, klotzigem Kalk;

die Westküste in gleicher Richtung aus:

1. roten Bulogkalken,
2. dünngeschichteten, schwarzgrauen Kalken, auch mit dickeren Bänken, durchschnitten von weißen, unregelmäßigen Kalkspatflächen,
3. gelben Schiefen vom Habitus der Oberkarbonschiefer, (zwischen 2 und 3 noch ein Rest weißen Dolomits,)
4. dann Dolomiten, wie sie den Vorsprung gegenüber Alexandros bilden.

Es handelt sich hierbei natürlich auch nicht um reine Dolomite, sondern um dolomitisierte Kalke; im allgemeinen herrscht auch hier nördliches Einfallen.

Ein ebenso verworrenes und tektonisch zerhacktes Gebiet, wie Tsingri ist auch die Steilküste Hydras von der Marmorpunta (gegenüber der Nordspitze von Tsingri) bis zum Kap gegenüber der Insel Alexandros.

Südwestlich der genannten Marmorzunge folgen zunächst gefaltete Hornstein-Plattenkalke¹⁾. Weiterhin stehen unten in der Brandungszone der Einbuchtung, westlich des Marmorvorsprungs, grüne dichte Keratophyrtuffe an. Es sind dieselben grünen Keratophyrtuffe, wie sie auch sonst auf der Insel an zahlreichen Aufschlüssen hervortreten. Der Keratophyrtuff erscheint in der Fortsetzung der Bruchzone zwischen Marmor und Hornstein-Plattenkalk. Über dem sehr harten und spröden Keratophyrtuff folgt gelber und grüner Schiefer mit Kiesellagen, darüber stark gequälter roter Schiefer und knolliger Kalk, dann grauer Kalk.

Im Südwesten dieses Keratophyrvorkommens beteiligen sich am Aufbau der Küste zunächst graue, massige Kalke (unterhalb der Fusulinellenvorkommen, auf dem Kamm südöstlich von Hagios Georgios).

In der Einbuchtung nordwestlich Tsingri erscheint auch nochmals stark gestörter roter Schiefer und Hornstein, durch

¹⁾ Besonders starke Fältelung zeigt sich am Bruch oberhalb der Marmorzunge bei z. T. flachem nördlichem Grundeinfallen.

einen Kalkgrat unterbrochen, dann schwarzgraue, klotzige Kalke mit weißem Kalkspatgeäder, in denen das Meer eine Felsgrotte ausgenagt hat. Darüber lagern, annähernd horizontal, plattige Kalke, wie sie auch auf Tsingri wiederkehren, während sich der letzte Vorsprung vor dem Kap gegenüber Alexandros aus dickgebankten, schwarzgrauen, wohl dolomitischen Kalken zusammensetzt (45° nach Süden fallend), d. h. aus den gleichen Bildungen, die auch den Kamm südlich bzw. südöstlich von H. Georgios aufbauen.

Die zum Kap gegenüber Alexandros auslaufende Landzunge besteht im wesentlichen aus massigen, schwarzgrauen Dolomitbänken. An der Südküste dieses Vorsprungs ist dem dolomitischen Kalk roter und gelber Schiefer zwischengelagert. Die einzelnen Lagen sind jedoch an dem Steilhang stark verschoben und durcheinandergerutscht; ein Anlanden zur näheren Untersuchung dieser Bildungen war leider infolge der starken Dünung unmöglich.

Die schiefrigen Zwischenlagerungen erinnern an die Dolomitvorkommen von Kryoneri auf Amorgos, mit denen die dunkeln Dolomitbänke von Hydra auch sonst in jeder Hinsicht übereinstimmen. Es sind dieselben Dolomite oder vielmehr dolomitisierten Kalke, die an vielen Orten Hydras Einschaltungen von schwarzen Fusulinellenschichten enthalten.

So treten die gleichen Fusulinellenschichten auch im Grunde der Bucht zwischen den beiden Südwestkaps Hydras, dem Kap Bisti und dem Kap gegenüber Alexandros auf. Es handelt sich hier um schwarze, dickbankige Kalke, die stellenweise reichlich Fusulinellen und bisweilen auch Korallen, wie *Lonsdaleia* enthalten. Die kleinen Kelche erinnerten sehr an *Lonsdaleia indica* WAAGEN und WETZEL aus der indischen Dyas.

Die Fusulinellenkalkvorkommen in der südwestlichsten Einbuchtung der Insel Hydra bilden die Fortsetzung der gleichen Bildungen des Kammes südöstlich Hagios Georgios.

Nördlich von dem Fusulinellen-Vorkommen im Grunde der Bucht zwischen den beiden Südwestkaps Hydras findet sich noch ein wohl eingebrochener Rest von gelbem Schiefer.

Jenseits dieser Schieferzone stehen an der Südküste der Bisti-Landzunge senkrecht aufgerichtete West-Ost streichende hellgraue, recht kristalline Oolithkalke an, die hier schon einen etwas dolomitischen Habitus aufweisen. Sonst wird die Bisti-Landzunge im wesentlichen aus grauen, massigen Kalken mit weißem Kalkspatgeäder zusammengesetzt. Am Kap Bisti selbst erscheint grauweißer, dickgebankter Kalk, wie auf Alexandros; unmittelbar nördlich hiervon stehen gequetschte und gewundene schwarze, plattige Kalke an, die bei westöstlicher Streichrichtung,

d. h. also etwa in der Längsrichtung der Landzunge, senkrecht aufgerichtet sind. Weiterhin folgen bis Hagios Georgios massige Kalke von grauer Färbung, durchschwärmt von weißem Kalkspatgäädern.

Strecke 3.

Von Hydra über H. Triada, Kloster Hagios Nikolaos, Klimaki nach Hagios Taxiarchis; zurück über Paß Gisisa (Paß Klimaki), Hagia Irene, Vlichos nach Hydra.

Der größte Teil der hier zurückgelegten Strecke wurde bereits in meiner früheren Abhandlung über Hydra beschrieben¹⁾.

Beiden östlichsten Häusern von Klimaki stehen dickgebankte, schwarze, z. T. Fusulinellenführende Kalke an (Streichen W-O, Fallen 45° nach Nord), und zwar südöstlich von dem schon früher publizierten Fossilfundpunkt. Hier findet sich ein Aufschluß schwarzer, fossilführender Kalke in Verbindung mit gelben bzw. dunklen, gelb verwitternden Schiefern, die vermutlich durch Verwerfungen von den schwarzen Fusulinellenhaltigen Kalken, wie von den dahinter aufstrebenden lichten Kammkalken getrennt werden. Ich fand bei meinem ersten Besuch neben *Discites spec.* verschiedene Brachiopodenarten, so:

Productus longispinus Sow. var. *lobata* Sow.

Productus semireticulatus MARTIN.

Orthothetes cf. crenistria PHIL.

Die zonal indifferenten Productiden scheiden für eine genauere Stufengliederung innerhalb des Karbons aus. Es bleibt also für den Nachweis eines eventuellen Vorkommens von Unterkarbon nur *Orthothetes crenistria* PHIL., doch läßt die Erhaltung des vorliegenden Exemplares und somit auch seine sichere spezifische Deutung sehr zu wünschen übrig. Da demnach die bis jetzt von hier bekannten Arten zu stratologischen Vergleichen wenig geeignet sind, ist auch das Auftreten von Unterkarbon auf Hydra noch recht problematischer Natur.

Ebenso muß auch die Frage, ob man den Fusulinellen, die aus den schon öfters erwähnten Gründen auf Paläodyas hindeuten, auch für minutiösere Gliederungen den Wert von Leit- bzw. Zonenfossilien beimessen darf, vorerst noch in Schwebe bleiben.

Immerhin wird die Existenz von Dyas auf Hydra durch den mir bei Episkopi gelungenen Nachweis von Lyttonienkalken,

¹⁾ CARL RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. Jahrb. der österr. geol. Reichsanst. 1910, Bd. 60, Heft 3, S. 474–481.

die neben *Lyttonia Richthofeni* KAYSER und *Lyttonia nobilis* WAAGEN noch weitere bezeichnende Dyasarten führen, nach allen Richtungen hin gewährleistet.

Bei meinem ersten Besuch der Landschaft Klimaki nahm ich den unteren Weg über die Kapelle Hagios Nikolaos nach den Doppelkapellen *Παναγία καὶ Χριστός*. Diesmal folgte ich den fossilführenden Schichten nach Westen, und zwar zunächst längere Zeit längs der Grenze zwischen den schwarzen Fusulinenkalken und den gelbgrauen Schiefern mit den Brachiopodenkalken. Die Fusulinellen sind hier allerdings lange nicht so deutlich, wie in der Umgebung des noch westlicher gelegenen Hagios Taxiarchis.

Beim letzten Haus vor *Παναγία καὶ Χριστός* tritt roter Schiefer und Dolomit auf, allerdings meist überdeckt von Schutt oder von einer zusammengebackenen Oberflächenbreccie (durch ein graues Bindemittel). Hierin führt der Weg weiter bis zu den beiden Kapellen *Παναγία καὶ Χριστός*. Westlich dieser Kapellen gelangt man in die oberkarbonische Schiefer- und Grauwackenzone, die allerdings vielfach durch den von oben herabkommenden Kalkschutt verhüllt ist. Von unten gesehen, bemerkt man unter dem hellen Kammkalk das Band der schwarzen Fusulinenkalken, dessen Existenz sich auch durch lose, von oben herabgerollte Brocken mit Fusulinellen kundgibt.

Man erkennt den Beginn und die Begrenzung der Oberkarbonschieferzone sehr deutlich an einem kleinen Abbruch des Kalkes westlich der Kapellen *Παναγία καὶ Χριστός*.

In diesem Schieferzug finden sich nun dunkle Kalkeinlagerungen, die z. T. ganz prachtvoll erhaltene Fusulinen von obercarbonischem Typus und Schwagerinen geliefert haben.

Es handelt sich zum Unterschied von den lichterem Neoschwagerinen-Fusulinenkalken der Paläodyas um schwarze oder dunkelgraue Kalke mit Fusulinen von alpinem Gepräge, wie *Fusulina regularis* SCHELLW., *Fusulina multiseptata* SCHELLW., *Fusulina alpina* SCHELLW. begleitet von ihren Varietäten (z. B. *var. fragilis* SCHELLW. *var. communes* SCHELLW.) und andere mehr.

Die hier aufgeschlossenen oberkarbonischen Fusulinenkalken der Zone *Παναγία καὶ Χριστός* — H. Konstantinos entsprechen den äquivalenten oberkarbonischen Fusulinenkalken von Pettas und Trikeri (Mitte), sowie den gleichfalls von mir nachgewiesenen oberkarbonischen Fusulinen- und Schwagerinenkalken Attikas.

Manche Kalke sind total erfüllt von diesen Foraminiferen, die an der Oberfläche bisweilen mit ihren vollen Umrissen ausgewittert sind. Zwischen die Fusulinen und Schwagerinen der Fusulinenkalken von *Παναγία καὶ Χριστός* sind bisweilen auch vereinzelte

Climacamminen (in früheren Publikationen als Bigenerinen bezeichnet) eingestreut, unter denen auch *Climacammina elegans* MOELLER nicht fehlen dürfte.

Die schönsten Fusulinen- und Schwagerinenkalke wurden westlich, südwestlich und südlich der Kapellen *Παναγία καὶ Χριστός* innerhalb der genannten Schieferzone angetroffen. Die Übersichtlichkeit wird allerdings leider durch die schon erwähnte Oberflächenbreccie und den Gehängeschutt beeinträchtigt.

Auf dem weiteren Wege bis Hagios Taxiarchis treten noch an vielen Stellen die oberkarbonischen Schiefer- und Grauwackensandsteine unter dem Schutt und der Oberflächenbreccie hervor. Ebenso wurden auch noch Brocken von dunklen Fusulinen-, Schwagerinen- und Crinoidenkalken, sowie von Fusulinellenkalken beobachtet.

Die eben geschilderten oberkarbonischen Foraminiferenkalke gehören zur Oberkarbonzone *Παναγία καὶ Χριστός*-Hagios Joannis. Genau dieselben tadellos erhaltenen grauen und dunkleren Fusulinen- und Schwagerinenkalke kehren auch westlich oberhalb Hagios Konstantinos wieder (u. a. *Schwagerina princeps* EHR.).

Oben begleitet den Hang das unter dem lichten Kammkalk gelegene schwarze Band der Fusulinellenkalke in Verbindung mit den schon früher erwähnten dunkeln gebankten Dolomiten. Es herrscht im allgemeinen nördliches Einfallen.

Nach Überschreitung des Querriegels bei Hagios Taxiarchis, wo im Geröll prachttvolle Fusulinellenkalke beobachtet wurden, erscheint roter Schiefer und dunkelroter, feinkörniger, glimmeriger Sandstein, darüber der schon oft erwähnte Dolomit; doch dürfte zwischen beiden Bildungen eine Verwerfung hindurchstreichen. Das Einfallen der Schichten erfolgt mit mäßiger Neigung gegen Norden.

Die genauere stratigraphische Position der oben erwähnten roten Schiefer und Sandsteine, die im Äußeren sehr an ähnliche Gesteine der attischen Untertrias erinnern, ist noch ebenso unentschieden, wie die Altersstellung der dunkeln Oolithkalke und Quarzite von Episkopi, Hagios Georgios usw. Diese Bildungen schieben sich voraussichtlich in den noch unzureichend bekannten Zwischenraum ein zwischen der paläontologisch fixierten Paläodyas, d. h. den Lyttonienkalken von Episkopi und den Bulogkalken.

Es sei hierbei erwähnt, daß auch in den Alpen an der Basis der dyado-triadischen Schichtenfolge zum Teil rote Sandsteine zweifelhaften Alters auftreten. Dasselbe gilt hier auch für gewisse, zwischen Oberkarbon und Trias lagernde Quarzite, wie z. B. für die Tarnthaler Quarzite der Brennergegend.

Vor Paß Gisisa sind den nördlich fallenden Dolomitbänken (45°) graue und grüne Schieferlagen zwischengeschaltet, und zwar den unteren, dünner geschichteten Bänken. Weiter oben stellen sich die Fusulinellenschichten ein. Die weicheren Bildungen ziehen entlang dem Steilabfall der Insel weiter nach Westen gegen Episkopi zu, während unser Pfad den Kamm des Gebirges im Gisisapaß überschreitet. In meiner früheren Publikation habe ich diese Einsattelung als Paß von Klimaki bezeichnet.

Oben auf der Paßhöhe finden sich grobe Hornsteine.

Die Entstehung dieser Einkerbung des Inselkammes ist auf tektonische Ursachen zurückzuführen; die Linie Gisisapaß-Tal von Vlichos entspricht einer Querverwerfung. Auf der Ostseite des Passes endigen die lichten Kammkalke. Es beginnt hier der karnische Hornstein-Plattenkalkzug, der nach H. Marina durchstreicht, während dieselben karnischen Schichten des Prophet Ilias wesentlich nördlich vom Gisisapaß in der vom Prophet Ilias herabkommenden Schlucht beim Vlichotal kurz vor dessen Ausmündung endigen. Die beiden karnischen Zonen hängen also, wie bereits erwähnt, nicht zusammen und sind kulissenartig gegeneinander verschoben.

Beim Abstieg nach H. Irene umgeht der Weg zunächst einige zum Vlichotal hinunterziehende Trockenrisse, und zwar ständig in den obertriadischen Hornstein-Plattenkalken.

Oberhalb H. Irene folgt dann unvermittelt grauer kristalliner Kalk, weißer feinkörniger Marmor, dann wiederum der graue Kalk, grüner Quarzkeratophyrtuff, und zwar letzterer am Joch zwischen den Tälern von Palamida und Vlichos. Am nördlichen Hang oberhalb H. Irene steht der schon früher erwähnte rote Bulogkalk an.

Aus den Bulogkalken von Hagia Irene sind nach meinen Funden und Bestimmungen bis jetzt die folgenden Arten bekannt:

Orthoceras campanile Mojs.

Syringoceras spec.

Sageceras spec.

Procladiscites Griesbachi Mojs.

Psilocladiscites molaris Hauer.

Gymnites bosnensis Hauer.

Proarcestes quadrilabiatum Hauer.

Sturia Sansovinii Mojs.

Ceratites (Bosnites) bosnensis Hauer,

von denen der Letztere auch in umstehender Textfigur 9 zur Abbildung gelangt. Einen *Procladiscites Griesbachi* Mojs.

von Hagia Irene hatte ich bereits in einer früheren Abhandlung abgebildet (vergl. CARL RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. Jahrb. der Österr. Geol. R.-A. 1910, Bd. 60, Heft 3, Taf. XVIII, Fig. 3 und Textfig. 6).

Von H. Irene abwärts nach Vlichos wurde auf kurze Erstreckung unterhalb der Quarzkeratophyre ein gelbes bis graues tuffartiges Gestein beobachtet, ähnlich wie es auch nördlich der Bulogkalke in der H. Nikolaosbucht (Tsingri-Bucht) ansteht.

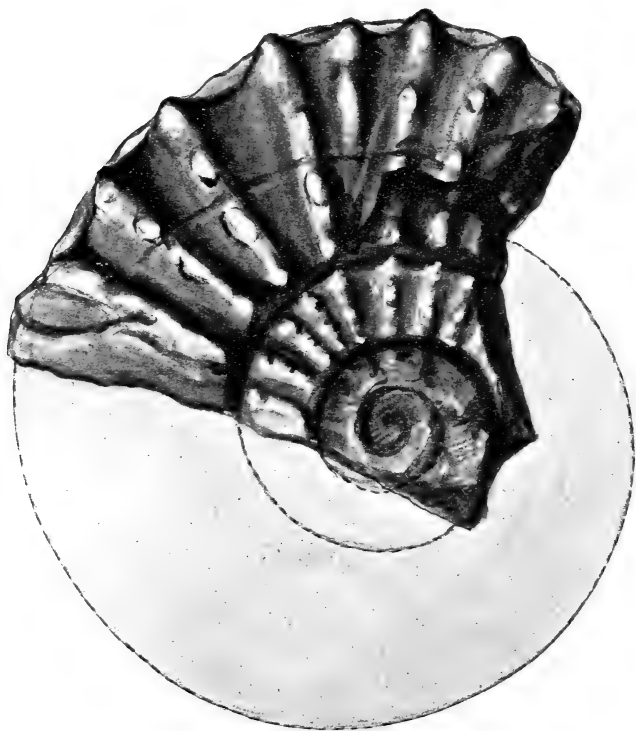


Fig. 9.

Ceratites (Bosnites) bosnensis HAUER aus den roten Bulogkalcken von Hagia Irene auf Hydra. Natürl. Größe. Privatsammlung des Verfassers.

Die alten Marmore und Quarzkeratophyre bei H. Irene verdienen jedenfalls besonderes Interesse. Dieselben weißen Marmore kehren, ebenfalls in Nachbarschaft der Quarzkeratophyrtuffe, zwischen der Stadt Hydra (nordöstlich Hydra) und H. Patronas wieder. Auch die Feststellungen bei H. Irene

zeigen wiederum, daß die östlich dieses Klosters hinabziehende Talschlucht von Vlichio mit der schon öfters erwähnten Verwerfungslinie zusammenfällt.

Zur Kenntnis der Zusammensetzung des weißen Marmors von Hagia Irene seien noch die Analysenwerte dieses Gesteins nachgetragen.

Die Analyse ergab:

Glühverlust . .	47,069 Proz.
SiO ₂	0,303 "
(Fe, Al) ₂ O ₃ }	31,875 "
CaO	19,777 "
MgO	1,044 "
Na ₂ O	47,041 "
CO ₂	99,737 Proz.

und zwar

CaCO ₃	56,916 Proz.
MgCO ₃	41,532 "
Na ₂ CO ₃	1,785 "

Die große habituelle Ähnlichkeit des weißen Marmors von Hagia Irene mit jenem des Marmorkops gegenüber Tsingri findet auch in den Analysenwerten ihren Ausdruck und ihre Bestätigung.

4. Die Insel Pettas.

Bei der Anfahrt von Hydra her präsentiert sich die in dem Kanal zwischen Hydra und Dokos gelegene Insel Pettas als steil aufstrebender Felskegel. Von Süden gesehen bildet Pettas jedoch einen langgestreckten Rücken mit schartigem Grat, der etwa in der Mitte seiner Längserstreckung die größte Höhe erreicht.

Das Hauptgestein von Pettas ist ein schon recht kristalliner, grauweißer, meist etwas kieselhaltiger Kalk, der den größeren südwestlichen Teil mit der höchsten Erhebung einnimmt.

Darunter erscheint dann am steilen Südabhang eine Zone von braungelben Kieselkonglomeraten bzw. Konglomerat-Sandsteinen. In der feinkörnigen Grundmasse liegen vielfach größere und kleinere Brocken von schwarzem Hornstein und grauem Kalk. Diese durch ihre gelbe Farbe auffallende Zone klastischer Gesteine enthält Einlagerungen von schwarzen Fusulinenkalken, die auch Crinoidenstiellieder führen.

Es handelt sich hierbei um Fusulinen vom Habitus der *Fusulina alpina* (*Fusulina alpina* SCHELLW. und Varietäten, *Fusulina regularis* SCHELLW. u. a.), also um sicher oberkarbonische Fusulinenkalke von alpinem Typus, während die in den darüberfolgenden Neoschwagerinenkalken vorkommenden Fusulinen im wesentlichen zu *Fusulina japonica* GÜMBEL gehören dürften.

Die höheren, die Hauptmasse der Insel bildenden lichtgrauen, massigen Kalke¹⁾ führen an zahlreichen Punkten gleichfalls Fusulinen, sowie *Neoschwagerina globosa* YABE und *Neoschwagerina craticulifera* SCHWAGER. Die Neoschwagerinen liegen in gleichen Handstücken mit Fusulinen (wie *Fusulina japonica* GÜMBEL) zusammen und wurden namentlich in der Mitte des Südhanges, unter dem Kulminationspunkt des Kammes und über der gelben Konglomerat-Sandstein-Zone aufgesammelt. Zusammen hiermit kommen auch grauweiße Fusulinellenkalke vor. Sicher ist jedenfalls das Vorkommen der Neoschwagerinen, nämlich der *Neoschwagerina globosa* YABE und *Neoschwagerina craticulifera* SCHWAGER, denen sich wohl noch *Fusulina japonica* GÜMBEL beigesellt, während die Fusulinellen hier weniger deutlich sind. Ferner wurden in den Handstücken mit den Fusulinen und Neoschwagerinen auch vereinzelte Climacminnen beobachtet. Bei letzteren handelt es sich allem Anschein nach um *Climacammina* (*Cribrogenerina*) *sumatrana* VOLZ (früher *Bigenerina*). Zusammen mit den Foraminiferen treten



Fig. 10.

Die Insel Pettas von Süden gesehen.

1. Weißgrauer und lichtgrauer Kalk der Paläodyas mit Fusulinen und Neoschwagerinen,
 × Fusulinen-Fundorte,
 * Neoschwagerinen und Fusulinen-Fundorte,
2. Gelbe Kieselkonglomerate bzw. Kieselkonglomerat-Sandsteine,
3. Schwarze Kalkeinlagerungen mit oberkarbonischen Fusulinen und Crinoiden,
4. Hornstein-Plattenkalk,
5. Verworfenes Gebiet, wohl größtenteils aus Triasgesteinen bestehend.

schließlich noch vereinzelte Korallen, wie *Lonsdaleia spec.* auf. Sonst finden sich die Fusulinen und Neoschwagerinen noch besonders unten in der Strandregion der Südküste, namentlich in der Nähe der Westspitze, wo gleichfalls lichtgraue kristalline, meist etwas kieselhaltige Kalke mit den betreffenden Fusulinen und Neoschwagerinen angetroffen wurden.

In der Brandungszone stehen unterhalb des gelben Konglomeratbandes noch Schollen grauer Kalke an, die wohl von

¹⁾ Das westlich Pettas gelegene Pontikonisi besteht der Fernsicht nach aus den gleichen Dyas-Kalken.

oben abgerutscht sind. Das Band der gelben klastischen Gesteine scheint, soweit man es bei der Anfahrt von Hydra her beobachten konnte, auf die Nordseite der Insel durchzustreichen. Diese Gesteine deuten auf eine der Ablagerung der Neoschwagerinenkalke vorangegangene Verflachung des Meeres hin.

Die Neoschwagerinenkalke von Pettas könnten auch ungeachtet des paläontologischen Befundes schon ihren Lagerungsverhältnissen an sich nach altdyadisch sein. (Vergl. Profil Textfig. 10). Die paläontologische Feststellung stimmt jedoch hiermit ebenfalls gut überein.

In den tieferen schwarzen Kalklinsen finden sich Fusulinen vom Habitus der *Fusulina alpina* (wie *Fusulina alpina* SCHWELLWIEN selbst nebst Varietäten), es handelt sich hierbei sicher um oberkarbonische Fusulinenkalke, wie sie auch in der Zone *Παρυγία και Χριστός* — H. Konstantinos wiederkehren, während die hellgrauen Neoschwagerinenkalke neben der *Neoschwagerina globosa* YABE und der *Neoschwagerina craticulifera* SCHWAGER eine mit *Fusulina japonica* GÜMBEL gut übereinstimmende Fusulinenart enthalten.

Die Vergesellschaftung der *Neoschwagerina globosa* YABE und *Neoschwagerina craticulifera* SCHWAGER mit *Fusulina japonica* GÜMBEL erinnert daher sehr an gleichartige Paläodyas-Vorkommen von Japan, Yünnan und Tongking und es ist interessant, daß sich in der griechischen Dyas, ebenso wie bei den Brachiopoden, nämlich in den Lyttonienkalken Hydras, auch bei den Foraminiferen unverkennbare Hinweise nach dem fernen Osten finden, während die oberkarbonischen Foraminiferen nähere Beziehungen zu den Alpen und benachbarten Gebieten erkennen lassen, wobei übrigens die Karnische Fusulinen Serie des obersten Carbons auch in Yünnan wiederkehrt.

Die Neoschwagerinenkalke von Pettas sind sonst ihrer stratigraphischen Stellung nach etwa den Trogkofelkalken der Karnischen Alpen zu vergleichen, auch der beiderseitige petrographische Habitus ist recht ähnlich.

Auffallend tritt hingegen der fazielle Unterschied zwischen den sicher paläodyadischen hellgrauen Fusulinellenkalken von Pettas, die hier im Kalkkomplex mit den Neoschwagerinen auftreten, und den schwarzen Fusulinellenkalken des hydriotischen Inselkammes südöstlich von Hagios Georgios usw. hervor.

Ob die Fazies hier auf so kurze Horizontal-Erstreckung hin derart wechselt, was höchst unwahrscheinlich ist, oder ob hier, wie ich eher glaube, verschiedene Altersstufen vorliegen, läßt sich bei dem zunächst zu Gebote stehenden Material schwer sagen, wie denn überhaupt ein dyadisches Alter der schwarzen

Fusulinellenkalke Hydras und die Niveaubeständigkeit der vorliegenden Fusulinellenart noch nicht mit Sicherheit feststeht. Zudem ist die Art-Bestimmung der schlecht erhaltenen Fusulinellen von Pettas unsicher.

Die Neoschwagerinenkalke von Pettas sind aber jedenfalls sowohl nach ihren Lagerungsverhältnissen (vergl. Profil Textfigur 10), wie nach dem Typus ihrer Foraminiferen bereits altdyadisch.

Die griechischen Neoschwagerinen und Fusulinellen kehren, wie schon öfters betont, im fernen Osten wieder; die Nebenformen sind hauptsächlich der Dyas eigen.

Die lithologische Übereinstimmung der lichten Neoschwagerinenkalke von Pettas mit ihren spärlich beigemengten Fusulinen, wie *Fusulina japonica* GÜMBEL und der lichten Fusulinenkalke von Stavronisi und der nördlichen Hälfte von Trikeri, die gleichfalls *Fusulina japonica* führen, ist sehr groß, so daß es sich jedenfalls um gleichstehende Kalkhorizonte handelt.

Die Fusulinen- und Schwagerinenfaunen des hellenischen Oberkarbons werden, abgesehen von den bereits zitierten alpinen Formen (*Fusulina alpina* SCHELLW. usw.) in Anbetracht der geographischen Lage der griechischen Vorkommen im Allgemeinen natürlich zunächst den entsprechenden kleinasiatischen Faunen nahestehen. Sie zeigen weiter Beziehungen zu den russischen (Donjéz), zu den dalmatinischen und alpinen Typen. Solange jedoch die Revision der alpinen Fusulinen nicht abgeschlossen ist und die Bearbeitung der kleinasiatischen und dalmatinischen Fusulinen noch aussteht, lassen sich auch meine in Hellas gesammelten oberkarbonischen Fusulinen für eine genauere Zonenbestimmung nur schwer benutzen. Ihr stratigraphischer Wert wird hierdurch nicht verkleinert; haben sie doch weitverbreitete Gebiete des östlichen Hellas, die früher der Kreide zugeteilt wurden, dem Oberkarbon gewonnen und eine Revision der früheren Ansichten über die Altersstellung der metamorph-kristallinen Bildungen Ostgriechenlands veranlaßt.

Die Ostspitze von Pettas ist ein recht verworfenes Gebiet. Sie besteht im wesentlichen aus grauen Kalken. Zwischen diesen Kalken und der Zone der gelben klastischen Bildungen des Oberkarbons zieht sich ein Streifen von Hornstein-Plattenkalken hindurch, die ihrem Habitus nach mit den karnischen Schichten der Hauptinsel übereinstimmen.

Im einzelnen setzt sich die verworfene Ostspitze von Pettas aus verschiedenen Bildungen zusammen, über deren gegenseitiges Verhältnis jedoch kein klares Bild gewonnen werden konnte.

An der Küste der Ostspitze von Pettas stehen zunächst senkrecht aufgerichtete (N-S orientierte) helle Plattenkalke mit roten Hornsteinlagen an. Gegen Südost zu liegen darüber rote Schiefer mit gelben Partien, recht zerknittert und von Kalkspatäderchen durchschwärmt. An der Südostspitze, gegenüber dem Bulogkalk-Fundorte, steht massiger Kalk, z. T. schwarzgrau mit weißen Adern, und gewundener Hornsteinkalk an. Über den roten, hornsteinführenden Plattenkalken der Ostseite liegen die schon erwähnten dunkeln Hornstein-Plattenkalke, die an die Grauwackenzone angrenzen und ebenfalls stark gewunden sind (im allgemeinen etwa 60° nach W bis WSW geneigt). Nach Analogie-Schlüssen scheinen es wesentlich triadische Gesteine zu sein, die sich am Ostkap von Pettas erhalten haben. Sie sind gegen das horstförmige Oberkarbon bzw. Dyas herabgebrochen und stimmen z. T. mit den Gesteinen des Gegengestades überein.

Der Fernsicht nach legen sich dieselben vorwiegend rot gefärbten Bildungen (rote Schiefer, Hornsteine und Plattenkalke) auch der Nordwestspitze von Pettas an (ebenfalls herabgebrochen).

Von Pettas aus erscheint das kahle aus Kreide bestehende Dokos als flache Kalktafel mit steilen Abstürzen zum südlichen und östlichen Meer.

Die Kanäle zwischen Dokos und Pettas, sowie zwischen Dokos und Hydraberuhen auf Grabenbrüchen, zwischen denen sich die Oberkarbon- bzw. Unterdyaskalke von Pettas als steiler Horst emporhoben. Die südwestliche, wie nordöstliche Verlängerung dieses Horstes wird durch die schon erwähnten jungpaläozoischen Kalkklippen und Eilande, wie Platonisi (Platia), angedeutet.

Die Abbrüche der roten Schiefer und Hornsteine an der Ostspitze, wie an der Nordwestspitze entsprechen Parallelbrüchen der gleichen Gesteine an der Nordküste Hydras.

5. Die Insel Stavronisi.

Die Insel Stavronisi erhebt sich, etwa 5 km von der Südküste Hydras entfernt¹⁾, als langgestreckter Rücken aus dem offenen ägäischen Meere. Der Kulminationspunkt liegt etwa in der Mitte des Rückens und erreicht nach meiner Schätzung eine Höhe von ca. 150 m. Nach dem offenen Meere zu fällt der Rücken in außerordentlich schroffen Kliffs ab, an denen bei Ost und Südost der Wogenbrand tost, während der gegen Hydra gerichtete Abhang etwas sanfter geneigt ist.

¹⁾ Fast 9 km vom Südwestkap Hydras (Kap Bisti).

Die ganze Insel Stavronisi besteht aus grauen bis weißen Kalken, die an zahlreichen Punkten Fusulinen, wie *Fusulina japonica* GÜMBEL enthalten und somit der Paläodyas angehören dürften, wobei auch auf ihre petrographische Ähnlichkeit mit den Fusulinen und Neoschwagerinen führenden lichten Kalken von Pettas hingewiesen sei. In der Nähe der Stavroskapelle treten auch weißgraue, dolomitische Partien auf. Es handelt sich jedenfalls um vollkommene lithologische Analoga der paläodyadischen Kalke von Pettas, wenn auch bislang auf Stavronisi nur dieselben Fusulinen und noch keine Neoschwagerinen ermittelt sind.



Fig. 11.

Die Umrisse der aus weißgrauen Fusulinenkalken bestehenden Insel Stavronisi von Nord gesehen.

Diese dolomitischen, gleichfalls Fusulinen führenden Partien setzen sich folgendermaßen zusammen:

Glühverlust . .	45,000	Proz.
SiO ₂	0,297	"
(Fe, Al) ₂ O ₃	0,188	"
CaO	43,744	"
MgO	9,982	"
Na ₂ O	0,509	"
CO ₂	45,268	"
	99,988	Proz.

Dementsprechend enthalten sie:

CaCO ₃	78,043	Proz.
MgCO ₃	20,969	"
Na ₂ CO ₃	0,870	"

Die analysierte Gesteinsprobe entstammt den Fusulinenhaltigen, weißgrauen, dolomitischen Kalkpartien auf halber Höhe des Hanges, östlich der Stavroskapelle.

Der Kalkrücken ist größtenteils mit einer Oberflächenbreccie überkleidet; die größeren oder kleineren Trümmer der altdyadischen Kalke werden durch ein rotbraunes, travertinartiges Bindemittel zusammengehalten.

Fusulinen kommen überall in den lichtgrauen, recht kristallinen Kalken der Insel vor, so auf der Höhe der Insel und in der Umgebung der Stavroskapelle, doch ist die Individuenmenge nur gering; die Fusulinen sind in den Kalken von Stavronisi verhältnismäßig spärlich verteilt.

Es handelt sich in erster Linie um die gleichen Fusulinen, so *Fusulina japonica* GÜMBEL, die auch auf Pettas zusammen mit den Neoschwagerinen vorkommen.

Gute Aufschlüsse der weißgrauen Fusulinenkalke finden sich besonders noch an der Ostspitze der Insel. Hier treten zusammen mit den Fusulinen auch Climacamminen auf. Die in meinen Handstücken erkannten Exemplare besitzen die meiste Ähnlichkeit mit *Climacammina* (*Cribrogenerina*) *sumatrana* VOLZ.

Der altdyadische Fusulinenkalk von Stavronisi und Pettas ist grau, von kristallinem Habitus und reich an Kieselpartikeln, die bei der Verwitterung weniger angegriffen werden, infolgedessen erhaben sind und dem Kalk eine zerfressene und kleinhöckerige Oberfläche verleihen. Diese grauen Fusulinenkalke unterscheiden sich daher auch faziell in auffallender Weise von den oberkarbonischen Fusulinenkalken der gegenüberliegenden hydriotischen Südküste (Oberkarbonzone *Παλαγία καὶ Χριστός* — H. Konstantinos — H. Joannis).

Die Zerklüftung der massigen, klotzigen Kalke von Stavronisi ist sehr groß, so daß man, auch abgesehen von dem Gehängeschutt-Überguß, die Schichtung kaum erkennt. Im allgemeinen dürften die Kalke aber gegen Hydra, also nach Norden zu einfallen, obwohl bisweilen auch westlich gerichtete Abweichungen vorkommen dürften.

Am Nordhang wurden, wie schon angegeben, zwischen dem Landungspunkt und der auf halber Höhe gelegenen Kapelle des Stavros dolomitische Partien beobachtet, wie sie auch auf den benachbarten Inseln öfters vorkommen. Der natürliche Bootshafen unterhalb der Kapelle wird durch einen moloartigen Vorsprung der erwähnten Breccienkalke geschützt. Die Brandung hat darin ein kleines Felsentor ausgenagt. Die Insel ist kahl und wird nur zur Winterzeit von Hirten aufgesucht, ein weltverlorenes, aber in geologischer Hinsicht um so interessanteres Eiland.

Der am weitesten nach Südosten vorgeschobene und noch über den Meeresspiegel emporragende Fusulinenkalk-Rücken von Stavronisi zeigt jedenfalls, daß sich in dieser Richtung an die Argolis ein jungpaläozoisches Gebiet von beträchtlicher Ausdehnung anschloß.

6. Die Insel Trikeri.

Die Insel Trikeri besteht aus zwei durch einen schmalen und niedrigen Isthmus verbundenen, bis zirka 150 m hohen Nord-Süd orientierten Berghöckern. Die südliche Kuppe wird voll-

ständig von grauen, klotzigen Kalken eingenommen, die petrographisch den Fusulinenführenden Kalken der nördlichen Inselhälfte ähnlich sind, aber trotz eifrigen Suchens keine Fossilien erkennen ließen.

Der Kalk erinnert indessen in lithologischer Hinsicht auch an den grauen Diploporenkalk der Tsingri-Bucht, es liegt aber näher, ihn vorerst mit den altdyadischen Fusulinenkalken der nördlichen Erhebung von Trikeri (Stavronisi, Pettas) zu parallelisieren.

Die südliche Höhe kehrt der östlichen Bucht ihre schroffe Steilwand zu. An dem Punkte, wo der südliche Bergkegel in den Isthmus übergeht, ist graugrüner und brauner Karbonschiefer als schmaler Graben eingebrochen. Oben erhebt sich hier eine kleine Kapelle.

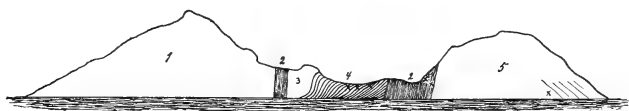


Fig. 12.

Die Insel Trikeri von Osten aus gesehen.

1. Lichtgrauer, kristalliner, klotziger Kalk,
2. Graugrüne und braune Karbonschiefer und Grauwackensandsteine,
3. Weißgrauer, dickbankiger Kalk,
4. Plattige, graue Kalke und dickbankige, grauweiße bis graue Kalke mit Fusulinen,
2. Schwarzgrüne bis braungelbe und dunkle Schiefer und Grauwackensandsteine mit schwarzen oberkarbonischen Fusulinenkalk-Einlagerungen,
5. Weißgraue Kalke der Paläodyas mit Fusulinen,
× Fusulinen-Fundorte.

An die weißen, dickgebankten Kalke auf der Nordseite dieses Schieferstreifens schließen sich zunächst stark gewundene, plattige, graue Kalke (Streichen N. 40°—50° West, Fallen 45° nach Südwest) und hieran bis zum Beginn der nördlichen Erhebung dickbankige, dunkelgraue bis grauweiße, z. T. etwas kieselhaltige Kalke. Oben auf dem Kamm des Isthmus lagern auch weiße, dolomitische Parteen. Die schwarzgrauen bis grauen Kalke enthalten reichlich Fusulinen und Crinoidenstielglieder. Es handelt sich wohl um die altdyadischen Fusulinenkalke, die auch an der Nordküste der Insel wiederkehren.

Den dolomitischen Parteen entnommene Proben ergaben folgende Analysenwerte:

Glühverlust . .	46,128 Proz.
SiO ₂	0,529
(Fe, Al) ₂ O ₃ . .	0,158 "

CaO	35,139 Proz.
MgO	17,216 "
Na ₂ O	Spuren
CO ₂	45,747 "
	<hr/> 98,102 Proz.

oder

CaCO ₃	62,748 Proz.
MgCO ₃	36,154 "

Es handelt sich also um einen dolomitischen Kalk, der, ebenso wie im Äußeren, auch in der Zusammensetzung und den Mischungsverhältnissen von Calcium- und Magnesiumcarbonat den dolomitischen Kalken von Stavronisi sehr ähnlich ist.

Das Verbindungsstück des Isthmus mit dem nördlichen Höcker besteht gleichfalls aus schwarzgrünen Schiefern und gelbbraunen Grauwackensandsteinen im Verein mit hellgelben, sehr feinen Quarzkonglomeraten. Diese wohl gleichfalls eingebrochene Schieferzone enthält Einlagerungen von schwarzen Fusulinenkalken mit Fusulinen vom Habitus der *Fusulina alpina*, wie *Fusulina alpina* SCHELLW. selbst und ihre Varietäten, und dokumentiert hierdurch ihr oberkarbonisches Alter. Der grauschwarze Fusulinenkalk des Oberkarbons ist z. T. auch von weißen Kalkspatadern oder -flächen durchzogen; es sind dieselben Fusulinenkalke des Oberkarbons, die auch auf der Hauptinsel Hydra in der Umgebung von *Παγαία καὶ Χρυσός* und Hagios Konstantinos beobachtet wurden. (Vergl. S. 569.)

Die ganze nördliche Kuppe setzt sich wiederum aus weißgrauen Kalken zusammen. An einer Einbuchtung vor der Nordspitze enthalten auch diese lichten, von Kalkspatadern durchzogenen, meist schon recht kristallinen Kalke zahlreiche Fusulinen. Es ist dieselbe Fusulinenart, wie in den analogen Kalken von Stavronisi und den Neoschwagerinenkalken von Pettas, also im Allgemeinen *Fusulina japonica* GÜMBEL. Auch Fusulinellen wurden hier beobachtet, allerdings in sehr schlechter Erhaltung. Stellenweise sind hier die weißen Fusulinenkalke vollständig marmorisiert, sonst ähneln sie in lithologischer Hinsicht gleichfalls den Kalken von Stavronisi und Pettas. Auch ihre Stellung innerhalb der Schichtenfolge erinnert an die Verhältnisse auf Pettas, indem wohl die beiderseits beobachteten Einlagerungen von dunkeln oberkarbonischen Fusulinenkalklinsen in den klastischen Bildungen beider Inseln zu identifizieren sind.

An der Nordspitze von Trikeri streichen die hellen, spärliche Fusulinen führenden Kalke von Westen nach Osten bei recht steilem nördlichem Einfallen.

Die zweigipfelige Felseninsel Trikeri, die sich 7½ km von der Südwestspitze Hydras und 6 km von der Südküste

des kretazischen Dokos erhebt, ist völlig kahl und unbebaut und wird nur als Winterweide benutzt.

Die Insel Dokos präsentiert sich von hier als niedrige Karsttafel, die in steilen Wänden zum südlichen Meere abbricht.

Zwischen Trikeri und dem der Südwestspitze von Hydra gegenüberliegenden Inselchen Alexandros tauchen noch einige wohl gleichfalls den jungpaläozoischen Kalken angehörende Klippen auf.

Der niedrige und kahle Felsrücken von Alexandros besteht ganz aus gebanktem, grauweißem, wenig kieselhaltigem, kristallinem Kalk, der im allgemeinen mit etwa 30° gegen Norden einzufallen scheint. Der Kalk dürfte in die Gesteinskategorie der Fusulinen führenden lichten, hellgrauen Kalke von Stavronisi und jener des nördlichen Berghöckers von Trikeri fallen, enthält aber augenscheinlich keine makroskopisch sichtbaren Fossilien. Zum Teil kommen auch graue dichte Kalkpartieen vor, so in der Mitte des Westkaps. In der Mitte der Nordküste öffnet sich in der Brandungszone eine kleine Grotte. Auch von Alexandros aus bemerkt man deutlich die scharfe Verwerfung zwischen der Marmorzunge gegenüber dem Inselchen Tsingri und dem den rückwärtigen Steilhang Hydras bildenden Hornstein-Plattenkalk.

7. Die Insel Platia oder Platonisi.

Das Inselchen Platia oder Platonisi ist, wie schon der Name besagt, eine flache Erhebung im Norden von Molos an der hydriotischen Nordküste (albanisch Kyvotos). An der

(Photographie von CARL RENZ.)

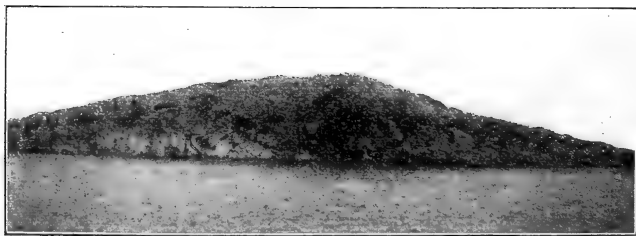


Fig. 13.

Platonisi von Südwest aus aufgenommen.

Verwerfung zwischen klotzigem, dunkelgrauem jungpaläozoischem Kalk und roten Hornsteinen in Verbindung mit Plattenkalken und Schieferen.

Ostseite von Platia setzt sich das niedrige Gestade bis hinauf zur Kapelle Hagios Joannis aus grauem Fusulinenkalk zusammen, der stellenweise von einer Oberflächenbreccie überkleidet wird. Der Fusulinenkalk enthält zum Teil Kieselpartikelchen und ist vielfach von weißen Kalkspatadern durchzogen. Zusammen mit den Fusulinen (u. a. mit den großen Fusulinen vom Aussehen der *Fusulina japonica* GÜMBEL) kommen auch spärlich Climacamminen vor, unter denen *Climacammina elegans* MOELLER vertreten zu sein scheint. Es handelt sich wohl um dieselben altdyadischen Kalke, wie auf Pettas und Stavronisi, sie sind hier auf Platonisi nur etwas dunkler gefärbt.

In der Mitte der Ostküste findet sich auch ein scheinbar eingebrochener Rest von gelbem Schiefergestein.

Auf der Westseite von Platiawerden die grauen, klotzigen Kalke der Südküste durch eine deutlich ausgeprägte Verwerfung von roten Hornsteinen, die mit Plattenkalken und Schiefen wechseln, geschieden (Streichen Nord-Süd, Fallen 45° Ost). Darunter erscheint in der Mitte der Westküste noch ein Rest von dickbankigem, scheinbar dolomitisiertem Marmor mit gelben Hornsteinfladen.

Die roten Hornstein-Plattenkalkschichten bilden, der Fernsicht nach zu urteilen, auch die Nordküste des Eilandes.

Die Felsenklippe im Nordosten von Platia, nördlich gegenüber von Palamida, besteht aus grauem, massigem, zerrüttetem Kalk, durchsetzt von winzigen Kieselpartikeln und weißen Kalkspatadern bzw. spatigen Kluftausfüllungen. Es ist derselbe Kalk, der die Südspitze von Platia bildet.

Die gleichen Kalke erheben sich auch in den Klippen südwestlich von Platia über den Meeresspiegel.

B. Neue Arten aus dem hellenischen Jura und aus der indischen Dyas.

1. Neue Arten aus dem griechisch-epirotischen Oberlias und Unterdogger.

Meine Aufsammlungen im griechischen und epirotischen Oberlias und Unterdogger haben reiche Ammonitenfaunengeliefert, die, soweit es sich um bereits bekannte Arten handelte, schon in meinen früheren Arbeiten¹⁾ angeführt und z. T. auch abge-

¹⁾ CARL RENZ: Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrb. für Min., Geol. und Paläontol.

bildet wurden. Neben diesen, meist in großer Individuenmenge auftretenden bekannten Typen finden sich in meinem Material mehrere sehr selten vorkommende Arten, die mit bisher beschriebenen Spezies nicht identifiziert werden konnten. Diese neuen Arten sollen hier näher charakterisiert werden.

Besonderes Interesse beanspruchen hierunter die oberliassischen Rückschlagsformen.

Gattung *Tmaegoceras* HYATT emend. POMPECKJ.

Untergattung *Leukadiella* RENZ (nov. subgen.).

Hierzu Taf. XIV. Fig. 1, 2, 3, sowie die Textfiguren 14, 14a, 15, 16, 17.

Die Gattung *Tmaegoceras* wurde von HYATT¹⁾ aufgestellt, aber wie die meisten von diesem Autor kreierten Gattungen gänzlich unzureichend diagnostiziert.

Die fehlende Begründung wurde inzwischen von J. F. POMPECKJ²⁾ nachgeholt, so daß eigentlich von Rechts wegen POMPECKJ als Begründer des Genus gelten müßte.

J. F. POMPECKJ ließ der Gattung *Tmaegoceras* in einer sorgfältigen Spezialstudie eine so eingehende und erschöpfende Untersuchung angedeihen, daß ich mich mit einem einfachen Hinweis auf seine Arbeit²⁾ begnügen kann.

Weitere Beiträge zur Kenntnis der Gattung *Tmaegoceras* wurden von F. KOCH geliefert³⁾.

Die Gattung *Tmaegoceras* umfaßt bisher die folgenden Arten:

1. *Tmaegoceras latesulcatum* HAUER aus dem unteren alpinen Lias von Adneth (F. HAUER, Cephalopoden aus dem Lias der nordöstlichen Alpen. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, Bd. 11 (1856), S. 44. Taf. 9, Fig. 1—3).

1905. Beil. Bd. XXI, S. 213—301. — CARL RENZ: Der Nachweis von Lias in der Argolis. Diese Zeitschr. 1909, Bd. 61, S. 202—229. — CARL RENZ: Etudes stratigraphiques et paléontologiques sur le Lias et le Trias en Grèce. Bull. soc. géol. de France 1909 (4), Bd. 9, S. 249—273. — CARL RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. Jahrb. der österr. Geol. R.-A. 1910, Bd. 60, Heft 3, S. 421—663. — CARL RENZ: Geologische Exkursionen auf der Insel Leukas (Santa Maura). Diese Zeitschr. 1911. Bd. 63, Monatsber. Nr. 5, S. 276—315. — CARL RENZ: Geologische Forschungen in Akarnanien. Neues Jahrb. für Min., Geol. und Paläont. 1911, Beil. Bd. 32, S. 383—468. — CARL RENZ: Die Insel Ithaka. Diese Zeitschr. 1911, Bd. 63, S. 468—495.

¹⁾ A. HYATT: Genesis of the *Arietidae*. Mem. of the Mus. of Comp. Zoology at Harvard Coll. 16, Nr. 3 (Cambridge 1889), S. 125.

²⁾ J. F. POMPECKJ: Über *Tmaegoceras* HYATT. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Paläontol. 1901, II, S. 158—170.

³⁾ FERDINAND KOCH: Beiträge zur Kenntnis der Gattung *Tmaegoceras*. Földtani Közlöny, Budapest 1909, Bd. 39, S. 308—313.

2. *Tmaegoceras crassiceps* POMPECKJ aus der Zone des *Arietites Bucklandi* der Tübinger Gegend (J. F. POMPECKJ, Über *Tmaegoceras* Hyatt. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1901, Bd. II, S. 162—164. Textfiguren S. 163 a—g).

3. *Tmaegoceras dorsosulcatum* QUENSTEDT aus der Zone der *Schlotheimia angulata* von Vaihingen in Württemberg (F. A. QUENSTEDT, Die Ammoniten des schwäbischen Jura (1885), S. 109. Taf. 13, Fig. 33—35).

4. *Tmaegoceras Paronai* BONARELLI aus dem unteren Lias (? Zone des *Arietites obtusus*) von Ponte Grosso in den Central-Apenninen (G. BONARELLI, Cefalopodi sinemuriani dell' Appennino centrale. Palaeontographia Italica 1899, Bd. V, S. 67, Textfig. 1, sowie diese Abhandlung Textfig. 14 u. 14a).

5. *Tmaegoceras Lacordairei* MICHELIN aus dem unteren Lias der côte d' or und aus dem unteren Lias (Zone des *Arietites Bucklandi* bzw. *Arietites rotiformis*) von Tata in Ungarn (MICHELIN, Magasin de Zoologie 1835, Ser. 1, Bd. V, Taf. 67, und FERDINAND KÖCH, Beiträge zur Kenntnis der Gattung *Tmaegoceras*. Földtani Közlöny, Budapest 1909, Bd. 39, S. 308—313, mit Textfig. 1—3 auf S. 311).

J. PRINZ betrachtet ferner noch den *Ammonites cycloides* ORB. als eine stärker differenzierte Art der Gattung *Tmaegoceras* (vergl. J. PRINZ: Über Rückschlagsformen bei liassischen Ammoniten. Neues Jahrb. für Min. usw. 1904, S. 36 und: Die Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony. Mitt. aus dem Jahrb. der ungar. Geolog. Anst., Bd. XV, S. 63). Nach der Auffassung von E. HAUG und auch nach meiner Ansicht reiht sich *Ammonites cycloides* ORB. jedoch den Hildoceren an (vgl. E. HAUG: Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*. Neues Jahrbuch für Min. usw. Beil. Bd. III (1885), S. 639 und diese Abhandlung S. 613.)

POMPECKJ'S Diagnose des genus *Tmaegoceras*, die ich hier rekapituliere, lautet: „*Tmaegoceras* HYATT (emend. POMPECKJ): Schale dick, scheibenförmig, mit weitem, flachem Nabel. Windungen ziemlich langsam anwachsend, meistens breiter als hoch, von elliptischem Querschnitt; Flanken kräftig gewölbt; Außenseite breit gerundet, ohne markierte Grenze gegen die Flanken. Inmitten der Außenseite eine breite, tiefe, rinnenförmige Einsenkung mit medianem Kiel, welcher niedriger bleibt als die meistens scharf markierten (aber nicht kielartig erhöhten) Seitenkanten der Medianrinne. Skulptur schwach, aus auf der Außenseite weit vorgezogenen Anwachsstreifen, resp. gleichgerichteten, sehr schwachen Falten bestehend. Lobenlinie leicht gekerbt bis wenig gezackt mit breiten Sätteln und Loben.

Externlobus wenig tiefer als die kurz dreiteiligen Seitenloben¹⁾, bis zur Naht ein Hilfslobus. Externsattel breiter und höher als die Seitensättel. Wohnkammer mindestens $\frac{3}{4}$ der letzten Windung umfassend. Mundrand unbekannt, der Skulptur gemäß wahrscheinlich auf der Außenseite in breitem Lappen vorgezogen.“

Tmaegoceras ist eine seltene Gattung des unteren Lias Württembergs, Ungarns, Frankreichs (côte d'or), der nordöstlichen Alpen und der Central-Apenninen; sie verteilt sich demnach sowohl auf den alpinen, wie auf den mitteleuropäischen Jura.

In meinem reichhaltigen Material oberliassischer Ammoniten aus Griechenland (ionische Zone) befindet sich ein einziges Stück, auf dessen äußere Gestalt die Gattungscharakteristik POMPECKJS passen würde, das sich jedoch durch seine äußerst stark ausgeprägte Skulptur und seinen regressiven oder gehemmten Lobenbau scharf von den Angehörigen der Gattung *Tmaegoceras* unterscheidet.

Das griechische Stück ist mit weitstehenden, groben, keulenförmigen Rippen verziert, die am Externrand mit einem groben, oben abgeflachten und nach vorn ausgezogenen Knoten endigen.

Die Loben stehen auf dem Stadium der *Paronicerias*-Loben, sind also wesentlich einfacher, als die der *Tmaegoceren*. Es handelt sich somit bei *Leukadiella* um einen bisher vollkommen isolierten Typus.

Auf Grund der beschriebenen Merkmale halte ich die generische Abtrennung des griechischen Stückes von *Tmaegoceras* für geboten und zweige es als subgenus *Leukadiella* von dem genus *Tmaegoceras* ab.

Diagnose des subgenus *Leukadiella* RENZ: Wie *Tmaegoceras*, die Seitenflächen jedoch mit ziemlich weitstehenden, groben, keulenförmigen Rippen versehen, die am Externrande in einem groben, oben abgeflachten und nach vorn ausgezogenen Knoten endigen. Lobatur im Verhältnis zu der Sutura von *Tmaegoceras* stark reduziert, aus einem Externlobus und einem flachen, mehrfach kleingezackten, seichten Seitenlobus bestehend.

Die Lobatur der *Leukadiella* unterscheidet sich daher von der des *Tmaegoceras* weiterhin auch durch das Fehlen der Auxiliarloben.

Die Gattungsmerkmale werden bei der folgenden ausführlichen Beschreibung der einzigen bisher bekannten Art des neuen Subgenus, *Leukadiella Helenae* RENZ, nochmals eingehend gewürdigt werden.

¹⁾ Bei *Tmaegoceras latesulcatum* reicht der Auxiliarlobus nach der Zeichnung (a. a. O. Taf. IX, Fig. 3) unter die Lobennormale.

Leukadiella Helenae RENZ (nov. spec. nov. subgen.).

Taf. XIV, Fig. 1, 2 u. 3, sowie die Textfig. 17.

Leukadiella Helenae RENZ verbindet eine einfache, stark reduzierte Sutura von altertümlichem Gepräge mit einer fast einseitig ausgeprägten kräftigen Skulptur.

Der Ammonit besitzt eine mäßig evolute Form. Die Höhe und Breite der Windungen sind annähernd gleich, wobei die Umgänge einander nur wenig umfassen.

Die Seitenflächen zeigen eine leicht konvexe Wölbung, ihr Abfall zur Naht entspricht etwa ihrer Rundung am Externrand.

Die Flanken erreichen demnach in der Mitte ihre größte Breite und fallen von hier in gleichmäßiger Wölbung sowohl gegen den Siphonalrand, wie gegen den Umbilikalrand ab.

Auf dem Rücken ist eine breite konkave Medianfurchung eingesenkt, in deren Mitte, d. h. also in der Symmetrieebene des Gehäuses, sich ein nur wenig kräftig entwickelter, abgerundeter Längskiel erhebt.

Die Breite der medianen Einsenkung beträgt etwa die Hälfte des Windungsquerschnittes, ihre Seitenränder sind etwas höher, als der sie halbierende Mediankiel.

Die Endknoten der Rippen ragen noch über die normale Höhe der Seitenkanten der externen Hohlkehle hinaus.

Die Seitenkanten sind aber keineswegs seitenkielartig erhöht (wie etwa bei *Dittmarites*), sondern Flanken und Externrand fließen vom Kamm des Furchensaumes ab in gleichmäßiger Wölbung zusammen.

Der Siphon ist am Abbruch des vordersten Umganges direkt unter dem Mediankiel sichtbar.

Die Lateralskulptur der *Leukadiella Helenae* ist kräftig entwickelt.

Die Rippen beginnen an der Naht als feiner Strang, der sich aber bald, schon vor der halben Seitenhöhe, keulenförmig verdickt. Am Externrande endigen die keulenförmigen Rippen in einem oben abgeflachten und nach vorn ausgezogenen Knoten.

Die Stellung der keulenförmigen, einen ziemlichen Abstand von einander haltenden Rippen ist etwa radial, nur an ihrem Endknoten macht sich, wie gesagt, eine Schwingung nach vorwärts bemerkbar.

Die Skulptur gleicht in mancher Hinsicht der des *Aegoceras planicosta* (vgl. WRIGHT, Lias-Ammonites of the British Islands, Taf. 25) und auch der des *A. scipionanus* (nach der Abbildung von WRIGHT auf Taf. 19, Fig. 8), doch ist in beiden

Fällen die Entwicklung der Knoten von der meines griechischen Stückes verschieden.

Eine gewisse Ähnlichkeit in der Seitenskulptur besitzt ferner eine von WRIGHT unter dem Namen eines *Hildoceras Levisoni* SIMPS. (WRIGHT Taf. 61, Fig. 1—3) abgebildete Form; in der Ausbildung des Rückens, der Lobatur und der Entwicklung der Knoten weicht die neue Art jedoch gänzlich davon ab. Das WRIGHT'sche Exemplar ist übrigens auch von *Hildoceras Levisoni* SIMPSON vollständig verschieden.

Das einzige Stück meiner Sammlung ist ein Steinkern, an dem keine Spur von Schale mehr erhalten ist, ich vermag also über die Art der Schalenskulptur keine näheren Angaben zu machen.

Bei den *Tmaegoceras* ist die Skulptur, die aus feinen Anwachsstreifen besteht, im allgemeinen nur schwach entwickelt.



Fig. 14.



Fig. 14a.

Tmaegoceras Paronai BONARELLI nach G. BONARELLI, *Cefalopodi sinemuriani dell'Appennino centrale*. *Palaeontographia Italica* 1899. Bd. V, Textfigur 1 auf S. 67.

Nur *Tmaegoceras Paronai* BONARELLI¹⁾ zeigt an der Rundung der Seitenflächen zu den Externkanten eine Andeutung schwacher, nach vorwärts geschwungener Falten, die aber nicht im entferntesten mit der markanten Skulptur der *Leukadiella* verglichen werden können (vgl. Textfiguren 14 u. 14a). Immerhin dürfte aber *Tmaegoceras Paronai* ein Zwischenglied zwischen *Tmaegoceras* und *Leukadiella* darstellen; leider sind die Loben des italienischen Stückes unbekannt, bzw. zu schlecht reproduziert, um eine Vorstellung davon gewinnen zu können.

¹⁾ G. BONARELLI, *Cefalopodi sinemuriani dell' Appennino centrale*. *Palaeontographia italica* 1899, Bd. V, S. 67. Textfigur 1.

-Die Wohnkammer des vorliegenden Stückes von *Leukadiella Helenae* ist zum Teil erhalten; es handelt sich sonach nur um eine sehr kleinwüchsige Art. Der erhaltene Teil der Wohnkammer nimmt etwa $\frac{1}{3}$ Umgang ein; ihre wirkliche Länge läßt sich aber naturgemäß nicht bestimmen.

Der Gegensatz in der Entwicklung der relativ hochdifferenzierten Skulptur und der atavistisch rückständigen Lobatur tritt bei *Leukadiella Helenae*, wie schon erwähnt, augenfällig hervor.

Die Lobenlinie der *Leukadiella Helenae* ist sehr einfach und zeigt ohne weiteres, daß es sich um eine Rückschlagsform oder Form mit gehemmter Entwicklung handelt (vgl. Taf. XIV, Fig. 2 u. 3 und Textfigur 17).

An den Externlobus schließt sich der durch feine Zäckchen gekerbte Bogen des Externsattels an, und hieran ein in die Breite gezogener, seichter Laterallobus, der gleichfalls kleingezackt ist. Der durch einen kleinen, den Kiel überquerenden Mediansattel geteilte Externlobus liegt innerhalb der schon beschriebenen konkaven Medianfurche der Außenseite. Die Spitze des Externsattels fällt mit der Externkante, d. h. der Außenkante der breiten Medianrinne zusammen, während eine gedachte, den Grund der Lateralloben verbindende Spirallinie auf halber Seitenhöhe der Flanken entlang laufen würde. Auf dem gewölbten Abfall der Seitenfläche zur Naht wird noch der sich an den ersten Laterallobus anschließende flache, gezähnte Bogen des ersten Lateralisattels sichtbar. Er ist, ebenso wie der Externsattel, durch feine Zähnchen gezackt.

Einige, doch lange nicht alle Suturlinien zeigen unmittelbar an der Naht noch die Spur eines winzigen Auxiliarllobus.

Es sei noch bemerkt, daß die randlichen Einkerbungen der Loben und Sättel im wesentlichen gleichgeformt und gleichgroß sind, nur an der Spitze des Externsattels unterbricht eine etwas tiefere Kerbe die Regelmäßigkeit der Zählung. Dieselbe Erscheinung zeigt sich, teils mehr oder minder differenziert, bei dem ersten Sattel der *Frechiellen*. (Vgl. die Lobatur von *Frechiella curvata* PRINZ.)

Der letzte Externlobus und der letzte Laterallobus endigen bei *Leukadiella* etwa auf dem gleichen Radius, weiter nach innen zu werden die Externloben tiefer, als die Lateralloben.

Der gegenseitige Abstand der Kammerscheidewände voneinander verringert sich gegen die Wohnkammer zu. Die letzten Scheidewände vor der Wohnkammer sind nahe zusammengedrückt; nach innen zu beträgt die Höhe der Kammern etwa $2\frac{1}{2}$ mm.

Die Lobenlinie der *Leukadiella Helenae* besitzt daher in ihrer Grundanlage große Ähnlichkeit mit den Suturen von *Paro-*

niceras Buckmani BONARELLI und *Paroniceras lenticulare* BUCH, wie sie von G. BONARELLI dargestellt werden (G. BONARELLI, JI Gen. *Paroniceras*. Bulletino della Societa Malacologica Italiana 1895, Bd. XIX, Taf. 4, Fig. 7 und 5 a).

Gleichfalls nahestehend sind die Suturen der verschiedenen *Frechiellen*, besonders die der *Frechiella curvata* PRINZ.

Die Loben der *Leukadiella Helenae* sind wesentlich einfacher, als die der Gattung *Tmaegoceras*; sie bestehen nur aus einem Externlobus und einem flachen, randlich einfach gezähnten Laterallobus, zu dem an einigen Suturen noch die Andeutung eines rudimentären Auxiliarlobus tritt. Die Sättel bilden gleichfalls feingezähnte Bögen. Die Zahl der Suturelemente ist demnach bei *Leukadiella* geringer, als bei *Tmaegoceras*, der außer dem Externlobus noch drei Seitenloben besitzt.

Leider konnte ich ohne Zerstörung des Unikums keine Kenntnis von der Lobatur und der sonstigen Beschaffenheit der innersten Kammern gewinnen.

Bei *Leukadiella* handelt es sich daher um eine Form, bei der der Stillstand oder die Rückbildung der Lobatur etwa das gleiche Stadium erreicht hat, wie bei den *Paroniceren*.

Hinsichtlich der Lobenentwicklung steht *Leukadiella* in demselben Verhältnis zu *Tmaegoceras*, wie *Paroniceras* zu *Agassicerias*, d. h. die regressive Umwandlung der Lobatur hat sich bei beiden parallelen Entwicklungsreihen in ähnlichen oder annähernd gleichen Bahnen bewegt, bzw. die Sutura ist infolge von Hemmung bei den jeweiligen beiderseitigen Entwicklungsstufen etwa auf demselben Stadium stehen geblieben.

Der suturalen Konvergenzerscheinung der angegebenen parallelen Entwicklungsreihen lag somit eine einheitliche Variationstendenz zugrunde.

Gleiche Funktionen beherrschten anscheinend die betreffenden Organe, woraus wiederum geschlossen werden kann, daß sich diese Nebenformen einergleichen oder sehr ähnlichen Lebensweise angepaßt hatten. Man nimmt an, daß es sich um Grundbewohner handelte.

Vorkommen der *Leukadiella Helenae* RENZ: in den grauen bis roten, tonigen Knollenkalken und Mergeln des Oberlias von *Anavrysada* auf der Insel *Leukas*. Privatsammlung C. RENZ.

Die systematische Stellung des subgenus *Leukadiella* RENZ.

Die systematische Stellung der Gattung *Tmaegoceras* ist bereits von J. F. POMPECKJ¹⁾ ausführlich erörtert worden.

¹⁾ J. F. POMPECKJ: Über *Tmaegoceras* HYATT. N. Jahrb. für Min. usw. 1901, Bd. II, S. 158.

POMPECKJ führt *Tmaegoceras* direkt auf *Psiloceras* zurück, wenn er es auch nicht gerade mit absoluter Bestimmtheit ausspricht, während J. PRINZ *Tmaegoceras* erst von *Arietites* abzweigt.

In Anbetracht der Unzulänglichkeit des vorhandenen Fossilmaterials erscheint eine definitive Lösung dieser Abstammungsprobleme zurzeit ausgeschlossen.

Die Untergattung *Leukadiella* läßt sich direkt von *Tmaegoceras* ableiten, eine generische Abgrenzung von den *Tmaegoceren* wird indessen vor allem durch die Eigenart der Skulptur und den vereinfachten Lobentypus der *Leukadiella* bedingt.

Tmaegoceras bleibt, wie gesagt, unskulpturiert, doch zeigt eine Art, nämlich *Tmaegoceras Paronai* BONARELLI, bereits Andeutungen von Skulptur-Merkmalen, deren Weiterentwicklung und kräftiges Hervortreten zu der bei *Leukadiella* beschriebenen Ornamentierung führen könnte (vgl. Textfig. 14 u. 14a).

Noch tiefgreifender sind die Unterschiede der Lobatur zwischen *Tmaegoceras* und *Leukadiella*; die Suturen des subgenus *Leukadiella* zeigt bei einem primitiveren Entwicklungsstadium schon ein absolut paläozoisches Gepräge. Gegenüber der *Tmaegoceras*-Suturen ist der Ausbau resp. Abbau der Loben bei *Leukadiella*, wie schon erwähnt, etwa zu demselben Endstadium gelangt, wie bei *Frechiella* und *Paroniceras*, während *Tmaegoceras* und *Agassiceras* gleichfalls auf ungefähr derselben Stufe der regressiven Umbildung bzw. gehemmten Entwicklung stehen.



Fig. 15.

Tmaegoceras crassiceps
POMPECKJ. Letzte Suture
vord. Wohnkammer bei
11 mm Windungshöhe.
Kopie nach POMPECKJ¹⁾.



Fig. 16.

Tmaegoceras crassiceps
POMPECKJ. Vergrößerte
Suture eines inneren
Kernes.
Kopie nach POMPECKJ¹⁾.



Fig. 17.

Äußerste Suturelinie
von *Leukadiella Helenae*
RENZ in doppelter Ver-
größerung konstruiert.

Bei letzterer Auffassung wäre der Stillstand der Lobenentwicklung bei *Paroniceras* und *Leukadiella* ungefähr im gleichen Entwicklungsstadium eingetreten.

Was den Lobenbau anlangt, wären also je nach dem erreichten Grad der Rückentwicklung *Frechiella*-*Paroniceras*-*Leukadiella* einerseits und *Tmaegoceras*-*Agassiceras* andererseits als konvergierende Rückschlagsformen (rückschlagende oder gehemmte Konvergenzformen) zu bezeichnen, doch besteht der

¹⁾ Kopieen nach POMPECKJ: Über *Tmaegoceras Hyatt*. Neues Jahrb. für Min. usw. 1901, Bd. II, S. 168, Fig. 1h und 1i.

genetische Zusammenhang zwischen ihnen lediglich darin, daß sie auf den gleichen Ursprung, nämlich auf *Psiloceras* zurückgehen dürften.

Die Suture von *Tmaegoceras* weist noch zwei Lateralelemente auf, die dann bei der weiteren Reduktion zu dem seichten, breit ausgezogenen einen Seitenlobus der *Leukadiella* verschmelzen dürften.

Wie die Suture eines inneren Kernes von *Tmaegoceras* (Textfig. 16) zeigt, ist der erste Lateralsattel im Verhältnis zu dem gleichen Suturelement der letzten Lobenlinie vor der Wohnkammer (Textfig. 15) durch Erniedrigung schon etwas verkümmert. Eine rückwirkende Variationstendenz würde demnach auf eine vollständige Elimination des ersten Seitensattels hinzielen. Eine weitere Verkümmern des besagten Suturelementes könnte zu der Lobatur der *Leukadiella*, wie sie in Textfig. 17 dargestellt ist, führen.

Den Ansichten POMPECKJS über die Herausbildung der Rückenfurche und des Mediankiels kann ich nur beipflichten.

J. F. POMPECKJ ist der Ansicht, daß die Einsenkung der tiefen Medianrinne der Entwicklung des Kieles vorausging.

Bis jetzt ist mir in der Entwicklungsgeschichte der Ammonoiten nur ein Analogon zur Ausbildung der Externseite der *Tmaegoceren* bekannt, nämlich bei der devonischen *Gonioclymenia speciosa* MÜNSTER.

Gonioclymenia speciosa zeigt ebenfalls auf der abgeplatteten Externseite eine rinnenförmige Vertiefung. Bei einem von MÜNSTER abgebildeten Exemplar¹⁾, das wohl besser von der Stammform spezifisch zu trennen wäre, erscheint in der Medianlinie dieser Rinne ein Kiel ähnlich dem *Tmaegoceren*-Kiel, und zwar nur auf der der Wohnkammer vorangehenden Windung. Auf der Wohnkammer selbst verschwindet der Kiel wieder. Bei dieser *Gonioclymenia* ist die Externrinne wohl als primäre Anlage zu betrachten, während der Kiel eine sekundäre Bildung darstellen dürfte, d. h. der Entwicklungsgang war derselbe, wie bei *Tmaegoceras*.

Die *Tmaegoceren* stehen jedoch zu den *Gonioclymenien* in keinem direkten Abstammungsverhältnis; die Natur kopiert sich hier somit nach langen Zeitläufen selbst.

Die Formen des Gehäuses und der Skulptur pflegen sich bei den verschiedenen, wenn auch noch so altersfernen Ammonoiten-

¹⁾ *Goniatites subcarinatus* MÜNSTER: Beiträge zur Petrefaktenkunde I, 2. Aufl., S. 50. Taf. 18, Fig. 1. — *Gonioclymenia speciosa* C. W. GÜMBEL, Über Clymenien in den Übergangsgebilden des Fichtelgebirges. Palaeontographica Bd. 11, S. 151.

Geschlechtern zu wiederholen — im Detail ist ja die Möglichkeit zu mannigfaltigster Differenzierung der Merkmale schier unerschöpflich —, was damit erklärt wird, daß sich die Lebensbedingungen und somit auch die Funktionen der Organe der im offenen Meere vegetierenden Geschöpfe nicht oder wenigstens nicht nennenswert änderten.

Die Ausbildung der Externseite hat mich hauptsächlich dazu veranlaßt, auch *Leukadiella Helenae* direkt auf *Tmaegoceras* zurückzuführen. Man könnte die neue Untergattung sonst ja auch mit *Arietites* bzw. *Frechiella* in einen genetischen Zusammenhang zu bringen versuchen. So könnte man bei Außersichtlassung der Externseite namentlich an eine sehr evolutive, mit Knotenrippen verzierte *Frechiella* denken.

Immerhin ist die Stammeszugehörigkeit von *Leukadiella* zu *Tmaegoceras* als einigermaßen feststehend zu betrachten, *Tmaegoceras* hingegen dürfte direkt von *Psiloceras* abzuleiten sein.

Diese ganzen spekulativen Stammbäume leiden an der Lückenhaftigkeit und Unvollkommenheit der paläontologischen Überlieferung und neue Funde machen möglicherweise eine andere Stammeskonstruktion erforderlich. Die systematischen Erörterungen sind daher nur mit dem nötigen Vorbehalt aufzunehmen.

Ebenso wie bei *Tmaegoceras*, handelt es sich auch bei *Leukadiella* nur um eine sehr seltene Gattung, wie denn überhaupt die atavistischen Gattungen des Lias, so auch die *Frechiellen* und *Paroniceren*, meist nur sporadisch vorkommen.

Unter den Tausenden von Oberlias-Ammoniten, die mir speziell aus den fossilreichen oberliassischen Ablagerungen von Leukas vorliegen, und überhaupt in meinem ganzen enormen Oberlias-Material der ionischen Zone und der Argolis fand sich ein einziges Exemplar der *Leukadiella*, desgleichen nur ein *Paroniceras* und eine *Frechiella*.

Diese rückgebildeten Nebenformen kommen bekanntlich auch in anderen Formationen vor; so habe ich erst kürzlich aus der Trias Griechenlands einige neue derartige Formen beschrieben, wie *Orestites Frechi* RENZ (vgl. CARL RENZ, Die mesozoischen Faunen Griechenlands, I. Teil, Die triadischen Faunen der Argolis. Palaeontographica Bd. 58, S. 1—103, mit Taf. I—VII).

Ich habe in meinen vorangegangenen Ausführungen bereits auseinandergehalten, daß die Nebenformen entweder als Produkte einer regressiven Umwandlung oder einer gehemmten Entwicklung zu deuten sind (infolge phyletischer Altersschwäche resp. veränderten Lebensgewohnheiten).

In ersterem Falle würden sich die entwicklungsfähigen Elemente der Systematik, wie Loben, Gestalt und Skulptur ganz oder teilweise zurückgebildet haben, nach der anderen Auffassung wären die betreffenden Merkmale bei ausgewachsenen Individuen infolge Hemmung auf einem kindlichen Entwicklungsstadium stehengeblieben.

F. FRECH betrachtet diese Nebenformen als Grundbewohner, deren Schalen keine so großen Widerstände zu überwinden hatten, als die der pelagischen Schwimmer. Die Festigkeit der Schalen vermittelt starker Skulptur und die Verzahnung der Kammern konnte infolgedessen geringer sein.

Es waren also vor allem äußere Lebensbedingungen (Ortsveränderung, funktionelle Anpassung an benthonische Lebensweise), die die Entstehung der Nebenformen veranlaßten, andererseits könnten die Ursachen in stammesgeschichtlichen Vorgängen zu suchen sein oder es wirkten auch mehrere Faktoren zusammen.

J. F. POMPECKJ hält die liassischen Rückschlagsformen (in seiner schon öfters zitierten Abhandlung über *Tmaegoceras*) für senile, im Absterben begriffene Glieder des Ammonitenstammes.

Gattung *Arietites* WAAGEN.

Untergattung *Frechiella* PRINZ emend. RENZ.

Frechiella Achillei RENZ. (nov. spec.).

Taf. XIV, Fig. 5 u. 6.

Die äußere Gestalt der neuen Art zeigt eine große Ähnlichkeit mit dem Gehäuse der *Frechiella curvata* PRINZ.

Es handelt sich um eine sehr involute und gedrungene Form, bei der die Dicke des Querschnittes dessen Höhe noch etwas übertrifft.

Der Rücken ist gerundet. Die Rundung der Außenseite geht gleichmäßig in die Wölbung der Flanken über, deren größte Breite knapp vor dem Nabelabfall liegt.

Der Nabel ist tief eingesenkt, die etwas ausgebauchte Nabelwand fällt steil zu dem vorhergehenden Umgang ab, und zwar so sehr, daß die Nabelkante des äußeren Umganges nach innen zu etwas überragt.

Die Kielanlage entspricht der der *Frechiella curvata* und der übrigen *Frechiellen*.

Dagegen unterscheidet sich die neue *Frechiella* von allen bisher bekannten Arten durch das Fehlen jeglicher Skulptur, wenigstens ist der mir vorliegende einzige Steinkern vollkommen glatt.

Es handelt sich hierbei keineswegs etwa um ein angewittertes oder abgerolltes Stück; ich habe das vorliegende Exemplar selbst aus anstehendem Gestein herauspräpariert.

Die Lobatur gleicht von den bekannten *Frechiellensuturen* am meisten der der *Frechiella curvata*, der die neue Art, wie schon erwähnt, auch in der Form am meisten ähnelt. Die Unterschiede in der Lobatur beider Arten sind ganz und gar geringfügiger Natur.

In den Einrollungsverhältnissen und im Querschnitt erinnert *Frechiella Achillei* ferner an *Frechiella pannonica* PRINZ (Neue Beiträge zur Kenntnis der Gattung *Frechiella* Földtany Közlöny, 1906, Bd. 36, S. 159, Textfig. 3 und 4 und S. 157 (Lobenzeichnung)). Die Lobatur ist bei *Frechiella pannonica* wesentlich differenzierter; abgesehen von allem ist die ungarische Spezies jedoch skulpturiert, wenn sich auch die Art der Skulptur auf der PRINZ'schen Original-Abbildung kaum erkennen läßt.

Die vorliegende neue Art erreicht nach dem einen mir zur Untersuchung zu Gebote stehenden Exemplar nur geringe Dimensionen.

Die eingezeichnete Suturlinie fällt mit einer der letzten Kammerwände zusammen, so daß bereits das letzte Drittel des äußersten Umganges der Wohnkammer angehört.

Vorkommen der *Frechiella Achillei* RENZ: in den grauen bis gelbgrauen, tonigen Knollenkalken des Oberlias zwischen Kataïto und Mursia in Epirus (gegenüber Korfu). Privatsammlung C. RENZ.

Die Diagnose der Gattung *Frechiella* wäre demnach dahin zu erweitern, daß nunmehr auch unskulpturierte Arten darin aufzunehmen sind.

Andererseits würde es wohl der Tendenz mancher modernen Ammonitensystematik entsprechen, für *Frechiella Achillei* RENZ einen besonderen Sektions- oder Gruppennamen zu wählen. Die Aufstellung einer Untergattung (wobei *Frechiella* allerdings zur selbständigen Gattung erhoben werden müßte) würde sich mit der Diagnose: wie *Frechiella*, jedoch skulptarlos, einigermaßen begründen lassen.

Für Forscher, die für eine engere Fassung der Arten und Gattungen sind, schlage ich den Gruppennamen *Achilleia* vor.

Frechiella Achillei RENZ bildet wohl das letzte Glied der regressiven oder gehemmten Entwicklungsreihe *Frechiella*; sie weist die einfachste Lobatur auf und hat die *Arietens*skulptur bis auf die Kielbildung vollständig abgelegt.

Frechiella kammerkarensis STOLLEY.

Taf. XV, Fig. 4.

1862. *Ammonites subcarinatus* OPPEL. Paläontol. Mitteil. aus dem Museum des Bay. Staates, S. 140, Taf. 44, Fig. 2.

1903. *Ammonites kammerkarensis* STOLLEY. Über eine neue Ammonitengattung aus dem oberen alpinen und mitteleuropäischen Lias. Jahresber. des Ver. für Naturw. Braunschweig XIV, S. 55.

1912. *Frechiella kammerkarensis* RENZ. Stratigraphische Untersuchungen im portugiesischen Lias. Neues Jahrb. für Min. usw. 1912, I, S. 84, Taf. VI, Fig. 1.

Aus meinen Aufsammlungen im portugiesischen Oberlias von Silvan hatte ich vor kurzem eine *Frechiella* abgebildet und beschrieben, die sich der Stammform der *Frechiella kammerkarensis* STOLLEY bei nicht zu enger Fassung dieser Art mit hinlänglicher Sicherheit anschließen ließ (vgl. CARL RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portugiesischen Lias. Neues Jahrbuch für Min. usw., 1912, I, S. 84 und 85, Taf. VI, Fig. 1.).

Inzwischen hatte ich Gelegenheit, die mir damals nicht zugänglich gewesene letzte Abhandlung von J. PRINZ über *Frechiellen* einzusehen. (J. PRINZ: Neue Beiträge zur Kenntnis der Gattung *Frechiella*. Földtany Közlöny 1906, Bd. 36, S. 155.) PRINZ bildet hierin u. a. auch eine etwas breitere und involutere Abart der *Frechiella kammerkarensis* unter dem Namen einer *var. gereczensis* ab. Die Rippen der Varietät sind weit stärker entwickelt, als beim Typus und endigen am Außenrand in schwachen Höckern.

Die Berippung meines auch hier nochmals reproduzierten¹⁾ portugiesischen Exemplares stimmte allerdings nicht so ganz mit der Darstellung bei OPPEL überein; immerhin ist aber die Übereinstimmung des portugiesischen Stückes mit dem alpinen Original der *Frechiella kammerkarensis* eine größere, als mit der ungarischen Varietät.

Ein weiterer kleiner Unterschied zwischen der portugiesischen *Frechiella kammerkarensis* und dem Originalexemplar OPPELS liegt in der Lobatur, da das letztere Stück am Grunde des Hauptlobus eine etwas größere Zahl von Einkerbungen aufweist. Es ist hierbei allerdings zu berücksichtigen, daß die von OPPEL dargestellte Sutura bei dem größeren Exemplar des Kammerkars

¹⁾ Meine erste Abbildung im Neuen Jahrbuch für Min. usw. 1912, I, Taf. VI, Fig. 1 war im Gegensatz zu der in vorliegender Abhandlung Taf. II, Fig. 4 gegebenen Abbildung eine unretouchierte Photographie.

auf einer Windungspartie eingezeichnet wurde, die bei dem kleineren portugiesischen, übrigens vollständig gekammerten Stück nicht mehr vorhanden ist.

Sonst gleicht mein portugiesisches Stück in der Form des Gehäuses vollkommen der von A. OPPEL aus dem Kammerkar abgebildeten *Frechiella* (A. OPPEL: Paläont. Mitteil. aus dem Mus. des Bayer. Staates 1862, III, Taf. 44, Fig. 2, non 1a, 1b), die beträchtlich evoluter ist, als der Typus der *Frechiella subcarinata* YOUNG und BIRD, zu der sie von OPPEL gestellt wurde. Die OPPEL'sche Figur 2 wurde in Anbetracht dieser Unterschiede von STOLLEY von *Frechiella subcarinata* abgezweigt und *Frechiella kammerkarensis* umgetauft. Die OPPEL'sche Fig. 1a und 1b dürfte ebenfalls nicht dem Original der *Frechiella subcarinata*, sondern ihrer *var. truncata* MÜNSTER entsprechen.

Die hier auf Taf. XV, Fig. 4 wiedergegebene *Frechiella kammerkarensis* habe ich zusammen mit *Hildoceras bifrons* im Oberlias von Silvan in Portugal aufgesammelt. Es ist von Interesse, daß nun die Frechiellen durch meine Untersuchungen sowohl noch aus dem Oberlias Portugals, wie aus dem griechischen Oberlias bekannt gemacht wurden.

Die Frechiellen besitzen daher, wie meine neueren Funde aus Griechenland und Portugal lehren, in dem tiergeographischen mediterran-kaukasischen Reiche eine weite geographische Verbreitung und universelle Bedeutung; sie sind nach Maßgabe unserer bisherigen Kenntnis sowohl im mediterranen, wie im mitteleuropäischen Lias lediglich auf die obere Abteilung dieser Stufe beschränkt und ihrem stratologischen Wert als wichtigen oberliassischen Leitfossilien steht nur ihr individuell seltenes Vorkommen hindernd entgegen.

Vorkommen der *Frechiella kammerkarensis*: zusammen mit *Hildoceras bifrons* im Oberlias von Silvan in Portugal (Liasbezirk von Casalcomba). C. RENZ leg. Privatsammlung des Verfassers.

Bis jetzt sind von der Gattung *Frechiella* folgende Arten bekannt:

1. *Frechiella subcarinata* YOUNG und BIRD.

1886. *Phylloceras subcarinatum* YOUNG und BIRD in Wright; Lias Ammonites of the British Islands. London 1886. Taf. 81, Fig. 1—3.

1904. *Frechiella subcarinata* PRINZ: Über Rückschlagsformen bei liassischen Ammoniten. Jahrb. f. Min. usw. 1904, Bd. I, S. 32. Taf. II, Fig. 1.

1906. *Frechiella subcarinata* PARISCH und VIALE: Contribuzione allo studio delle ammoniti del Lias superiore. Rivista italiana di Palaeontologia, Perugia 1906, Bd. XII, Heft 4, S. 145. Taf. VII, Fig. 5—7.

2. *Frechiella subcarinata* YOUNG und BIRD var. *truncata* MÜNSTER.

1862. *Ammonites subcarinatus*. OPPEL: Mitteil. aus dem Museum des bayr. Staates, S. 140. Taf. 44, Fig. 1a und 1b.

1904. *Frechiella subcarinata* YOUNG und BIRD var. *truncata* PRINZ: Über Rückschlagsformen bei liassischen Ammoniten. Jahrb. f. Min. usw. 1904, Bd. I, S. 33. Taf. II, Fig. 2.

3. *Frechiella curvata* PRINZ.

1904. *Frechiella curvata* PRINZ: Über Rückschlagsformen bei liassischen Ammoniten. Jahrb. f. Min. usw. 1904, Bd. I, S. 33. Taf. II, Fig. 3.

1904. *Frechiella curvata* PRINZ: Die Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony. Jahrb. d. ungar. geol. Anst. Bd. 15, S. 64. Taf. 37, Fig. 18.

4. *Frechiella brunsvicensis* STOLLEY.

1903. *Ammonites brunsvicensis* STOLLEY: Über eine neue Ammoniten-Gattung aus dem oberen alpinen und mitteleuropäischen Lias. Jahresber. d. Vereins f. Naturw. zu Braunschweig XIV, S. 55.

1904. *Frechiella brunsvicensis* HOYER: Neue Molluskensfunde in den Posidonienschiefen des oberen Lias Nordwestdeutschlands. Zentralbl. für Min. usw. 1904, S. 387—389.

5. *Frechiella kammerkarensis* STOLLEY.

1862. *Ammonites subcarinatus* OPPEL: Paläontologische Mitteilungen aus dem Museum des bayr. Staates, S. 140. Taf. 44, Fig. 2.

1903. *Ammonites kammerkarensis* STOLLEY: Über eine neue Ammonitengattung aus dem oberen alpinen und mitteleuropäischen Lias. Jahresber. d. Ver. f. Naturw. in Braunschweig XIV, S. 55.

1912. *Frechiella kammerkarensis* RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portugiesischen Lias. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1912, Bd. I, S. 84. Taf. VI, Fig. 1. Zum Vergleich mit *Frechiella Achillei* nov. spec. RENZ wurde auch hier das Original der *Frechiella kammerkarensis* aus dem portugiesischen Oberlias von Silvan nochmals reproduziert (vgl. Taf. XV, Fig. 4).

6. *Frechiella kammerkarensis* STOLLEY var. *gereczensis*
PRINZ.

1906. *Frechiella kammerkarensis* STOLLEY var. *gereczensis*
PRINZ: Neue Beiträge zur Kenntnis der Gattung *Frechiella*.
Földtani Közlöny Budapest 1906, Bd. 36, S. 155.

7. *Frechiella pannonica* PRINZ.

1906. *Frechiella pannonica* PRINZ: Neue Beiträge zur
Kenntnis der Gattung *Frechiella*. Földtani Közlöny. Budapest
1906, Bd. 36, S. 155.

8. *Frechiella italica* RENZ.

1880. *Harpoceras subcarinatum* TARAMELLI: Monographia
stratigraphica e paleontologica del Lias nelle provincie venete.
Venedig 1880. Taf. 5, Fig. 10, 11.

9. *Frechiella Achillei* RENZ.

1912. *Frechiella Achillei* RENZ: Diese Abhandlung, Taf. XIV,
Fig. 5 u. 6.

Gattung *Agassicerias* HYATT.

Untergattung *Paroniceras* BONARELLI emend. RENZ.

Hierzu Taf. XIV, Fig. 7 u. 8, Taf. XV, Fig. 3, 5, 6, 7,
sowie die Textfiguren 18, 18a, 19, 20, 21, 22, 22a, 23, 23a, 24.

Äußerlich ist *Paroniceras* dem älteren *Agassicerias* (= *Cymbites*¹⁾ NEUMAYR) ähnlicher, als *Leukadiella* dem *Tmaegoceras*. Die Lobatur ist jedoch bei *Paroniceras* etwa auf demselben Rückbildungsstadium angelangt, wie bei *Leukadiella*. *Paroniceras* steht daher, wie schon gesagt, hinsichtlich der Lobenentwicklung in demselben Verhältnis zu *Agassicerias*, wie *Leukadiella* zu *Tmaegoceras*.

Die Aufstellung der Gattung *Paroniceras*²⁾ halte ich daher für vollständig gerechtfertigt, allerdings mit der Einschränkung, daß ich *Paroniceras* nicht als selbständiges Genus, sondern als Untergattung von *Agassicerias* betrachte.

Agassicerias, *Tmaegoceras* und *Arietites* wären daher gleichwertige Gattungen und würden von *Psiloceras* abstammen.

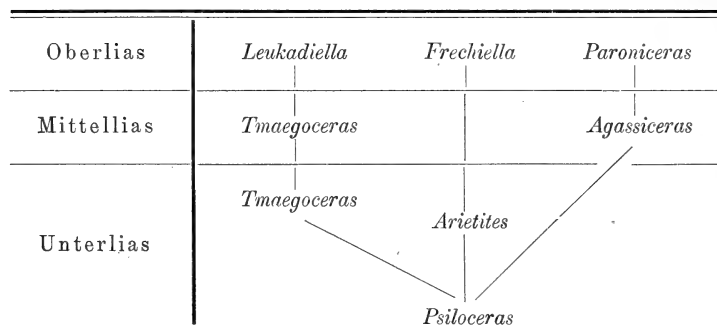
Eine Entwicklungsreihe geht somit voraussichtlich von *Psiloceras* über *Tmaegoceras* zu *Leukadiella*, eine zweite von

¹⁾ Der NEUMAYR'sche Gattungsname *Cymbites* ist später gegeben, als *Agassicerias* und daher wieder aus der Literatur auszumerzen.

²⁾ G. BONARELLI: Il. gen. *Paroniceras* BONARELLI. Bolletino della Società Malacologica Italiana 1895, Bd. XIX, S. 234.

Psiloceras über *Arietites*¹⁾ zu *Frechiella* und eine dritte von *Psiloceras* über *Agassicerias* zu *Paroniceras*.

Die vermuteten Abstammungsverhältnisse sollen durch folgende Tabelle auch graphisch veranschaulicht werden:



Die gemeinsame Wurzel, aus der die drei atavistischen Subgenera *Leukadiella*, *Paroniceras* und *Frechiella* entspringen, wäre daher *Psiloceras*.

Von ihren direkten Vorfahren *Tmaegoceras*, *Agassicerias* und *Arietites* sind mir nur noch von *Arietites* auch weitere Abkömmlinge bekannt, wie die im Oberlias blühende Gruppe der *Hildoceren*.

Es handelt sich daher bei *Leukadiella-Tmaegoceras*, *Arietites-Frechiella* und *Agassicerias-Paroniceras* um je drei Gattungen bzw. Untergattungen gleicher Abstammung und um parallele Entwicklungsreihen, deren Lobatur derselben Variationstendenz unterworfen war. Formenähnlichkeit ist bei den Endgliedern nur zwischen *Frechiella* und *Paroniceras* vorhanden.

Material aus Griechenland, Portugal und Frankreich, veranlaßte mich, die Untergattung *Paroniceras* näher zu studieren.

Nach den bisher in der Literatur vorhandenen Abbildungen von BUCH, ORBIGNY, PARISCH und VIALE, sowie nach dem mir vorliegenden sehr reichhaltigen Material läßt sich die Untergattung *Paroniceras* BONARELLI emend. RENZ in eine ganze Reihe von Arten zerlegen, die sowohl durch die verschiedene Ausbildung des Externteiles, wie auch in der Seitenskulptur wesentlich voneinander abweichen.

¹⁾ Als Mittelform zwischen *Psiloceras* und *Arietites* käme eventuell *Arietites Montii* MENEGHINI aus dem Unterlias von Toscana in Betracht (A. FUCINI: Di alcune nuove Ammoniti dei calcari rossi inferiori della Toscana. Palaeontographia Italica Bd. 4 (1898), S. 245. Taf. 20, Fig. 1, 1a).

Hinsichtlich der Seitenskulptur lassen sich die *Paroniceras* in 2 Gruppen oder Sektionen trennen, nämlich:

1. in gerippte Typen;
2. in glatte Typen.

Auf Grund der verschiedenen Ausbildung des Externteiles sind ebenfalls 2 Gruppen auseinander zu halten:

1. Formen mit breitgerundetem Rücken;
2. Gehäuse mit spitzbogenartigem Querschnitt.

Bei letzterem Unterscheidungsmerkmal handelt es sich nicht um verschiedene Altersstadien, wie man vielleicht aus den Abbildungen von ORBIGNY¹⁾ schließen könnte; in dem mir vorliegenden Material finden sich vielmehr die verschiedenen Typen in jeder Größe. In allen Fällen bleibt sich die Lobatur in ihrer Grundanlage, sowie die involute Form gleich.

Auf Grund dieser allgemeinen Betrachtungen sind innerhalb der Gattung *Paroniceras* folgende Gruppen auszuscheiden.

I. Skulpturierte Arten.

a) Mit breitgerundetem Rücken.

Hierher gehört: *Paroniceras lusitanicum* RENZ (vgl. die nähere Beschreibung auf S. 605—606, sowie Taf. XV, Fig. 3 nebst Textfigur 24).

Diese Art ist ausgezeichnet durch eine *Frechiellen*artige Skulptur auf dem Steinkern. Vorkommen: In den *Capricornus*-Schichten der Serra d' El Rei in Portugal.

b) Mit spitzbogenförmigem, gekieltem Rücken.

Hierher gehört: *Paroniceras lenticulare* BUCH.

Diese Art besitzt einen scharf gekielten Rücken und deutlich ausgeprägte *Harpoceras*artig geschwungene Faltenrippen (nach Buch „garnie sur les côtés de plis simples“). Die Faltenrippen werden durch den Kiel unterbrochen. Der Typus der Art ist bei Buch abgebildet (Gesammelte Schriften, Berlin 1885, Bd. IV, Teil 1, S. 95. Taf. VII, Fig. 3).

II. Auf dem Steinkern glatte, auf der Schalenoberfläche mit Anwachsstreifen versehene Typen.

a) Mit breit gerundetem Rücken.

Hierzu gehört: *Paroniceras sternale* BUCH.

Die Schalenexemplare besitzen eine feine über den Rücken hinweggehende Radialstreifung, Steinkerne sind glatt.

¹⁾ ORBIGNY: Terrains jurassiques, Taf. 111.

Den Typus der Art stellt nach BONARELLI¹⁾ das Original der Figuren 1 u. 2 von ORBIGNY dar (Terrains jurassiques, Taf. 111). Ferner gehören hierher ein von PARISCH und VIALE

beschriebenes, auch in Textfigur 18 und 18a nochmals wiedergegebenes Exemplar aus dem Oberlias von Umbrien (PARISCH und VIALE: Contribuzione allo studio delle ammoniti del Lias superiore. Rivista



Fig. 18.



Fig. 18a.

Paroniceras sternale BUCH nach E. PARISCH und C. VIALE, Contribuzione allo studio delle ammoniti del Lias superiore. Rivista italiana di Palaeontologia. Perugia 1906, Bd. XII, Heft 4, Taf. 7, Fig. 8 u. 9.

italiana di Palaeontologia, Perugia 1906, Bd. 12. Taf. 7, Fig. 8 u. 9), sowie das



Fig. 19.

Paroniceras sternale BUCH aus den *Capricornus*-Schichten der Serra d'El Rei in Portugal. Querschnitt in doppelter Vergrößerung.



Fig. 20.

Paroniceras sternale BUCH aus dem Oberlias von Aveyron. (Le Chapier) Natürl. Größe.



Fig. 21.

Paroniceras sternale BUCH aus dem Oberlias von Aveyron (Bosc). Natürl. Größe. Querschnitt eines Windungsbruchstückes.

¹⁾ GUIDO BONARELLI: Il gen. *Paroniceras* BONARELLI. Bolletino della Società Malacologica Italiana 1895, Bd. XIX, S. 234.

von mir auf Taf. XIV, Fig. 7 u. 8 abgebildete Exemplar aus dem Oberlias von Leukas (Anavrysada).

Hieran reihen sich ferner ein auf Taf. XV, Fig. 5 reproduziertes, von mir aus Portugal bestimmtes Exemplar, dessen Querschnitt die Textfigur 19 wiedergibt, sowie die Stücke von Aveyron (Le Chapier, Bosc), die die Textfiguren 20 und 21 verbildlichen.

Das Extrem in der breiten Rundung des Rückens bilden die Exemplare von Aveyron, die sich vom Standpunkte der Systematik aus besser zum Typus eignen würden, als das ORBIGNYSche Stück (Taf. 111, Fig. 1 u. 2). Das letztere Exemplar bildet eigentlich schon mehr das Bindeglied zwischen den Formen mit dem extrem breit gerundeten Rücken und *Paroniceras Telemachi* RENZ (nov. spec. = ORBIGNY, Terrains jurassiques, Taf. 111, Fig. 4 u. 5 und vorliegende Abhandlung, Taf. XV, Fig. 6 u. 7). Mein Exemplar aus dem Oberlias von Leukas (Taf. XIV, Fig. 7 u. 8) steht hinsichtlich des Querschnittes der Umgänge, d. h. der Rundung des Rückens und der Windungshöhe, zwischen den Stücken von Aveyron und dem Original von ORBIGNY (Taf. 111, Fig. 1 u. 2). Ident mit meinem Leukadischen Original ist noch ein mir vorliegendes Stück aus Portugal (Taf. XV, Fig. 5 und Textfigur 19), sowie die bereits zitierte Figur von PARISCH u. VIALE (Textfigur 18 u. 18a), doch sind die beiden letzteren Stücke etwas evoluter.

Die Unterschiede in der Windungshöhe könnten bei engerer Artfassung durch Varietätennamen zum Ausdruck gebracht werden.

Zwischen der extrem breitrückigen Form des *Paroniceras sternale* BUCH und *Paroniceras Telemachi* RENZ läßt sich eine fortlaufende Formenreihe beobachten (vgl. auch die Textfig. 22, 22a und 23, 23a).

b) Typen mit spitzbogenförmigem Querschnitt.

Hierher gehört: *Paroniceras Telemachi* RENZ (nov. spec.)

(= ORBIGNY, Terrains jurassiques, Taf. 111, Fig. 4 u. 5, sowie diese Abhandlung, Taf. XV, Fig. 6 u. 7).

Da BONARELLI unter den von ORBIGNY (Terrains jurassiques, Taf. 111) dargestellten Typen bereits das Original der Figuren 6 u. 7 als *Paroniceras Buckmani* von *Paroniceras sternale* abgezweigt hat, bleiben für *Paroniceras sternale* noch die Figuren 1, 2, 4, 5. Es sei hierbei bemerkt, daß die Typen 4 und 5 keineswegs mit *Paroniceras lenticulare* BUCH zu identifizieren sind, da *Paroniceras lenticulare* gerippt, die ORBIGNY'sche Fig. 4 und 5 jedoch glatt und nur mit feinen Anwachsstreifen versehen ist. Außerdem gehen die feinen Radialstreifen über

den zugespitzten Rücken hinweg und werden nicht wie die Rippen des *Paroniceras lenticulare* von einem Kiel unterbrochen¹⁾. Ich zweige daher das Original der Fig. 4 und 5 von ORBIGNY als neue selbständige Art von *Paroniceras sternale* BUCH ab, während die Fig. 1 und 2 von ORBIGNY, wie schon angegeben, als *Paroniceras sternale* verbleiben.

Ein weiteres aus dem Oberlias von Aveyron (Bosc) stammendes Exemplar des *Paroniceras Telemachi* RENZ ist auf Taf. XV, Fig. 6 und 7 dargestellt.

Zu dieser Gruppe IIb gehört ferner noch *Paroniceras Buckmani* BONARELLI (ORBIGNY Taf. 111, Fig. 6 und 7, sowie BONARELLI, II gen. *Paroniceras*, in Bolletino della Società Malacologica Italiana, Pisa 1895, Bd. XIX, Taf. 4, Fig. 5, 5a, 8, 8a).

Die Kielbildung, d. h. die mediane kielartige Auftreibung, läßt sich für die Systematik nicht gebrauchen.



Fig. 22.



Fig. 22a.

Paroniceras sternale BUCH aus dem Oberlias von Aveyron (Bosc).
Doppelte Größe. Besonders hochmündige Varietät.



Fig. 23.

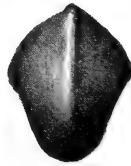


Fig. 23a.

Paroniceras sternale BUCH aus dem Oberlias von Aveyron (Le Chapier).
Doppelte Größe.

¹⁾ Vgl. L. BUCH: Gesammelte Schriften Bd. 4, I, 1885, Taf. 7, Fig. 3a—c.

Bei den unter Ib und IIb beschriebenen Arten ist sie besonders ausgeprägt; aber auch bei IIa tritt sie auf, entwickelt sich bei dieser Art sogar teilweise erst auf den äußeren Windungen.

Diese mediane kielartige Erhöhung der Externseite ist in erster Linie auf eine abnorm randständige Lage des Siphos zurückzuführen. Daß es sich bei den Stücken mit der medianen Kielbildung nicht um ein Jugendstadium handelt, geht aus dem mir vorliegenden Material ohne weiteres hervor. Gleichgroße, im gleichen Entwicklungsstadium befindliche Exemplare derselben Art besitzen teils diese kielartige Aufreibung, z. T. aber auch nicht.

An sehr gut erhaltenem Material aus dem Oberlias von Aveyron (Bosc, Le Chapier) der Breslauer Sammlung (vgl. die nebenstehenden Textfiguren 22, 22a und 23, 23a) läßt sich nun klar erkennen, daß diese mediane Kielbildung wirklich von einer anormal externen Lage des Siphonalstranges herrührt, und zwar derart, daß bei Steinkernen die Hälfte des Siphonalstranges über den Außenrand des Rückens herausragt, während die andere Hälfte noch darin eingebettet ist. An Steinkernen gewahrt man auch deutlich den Durchtritt des Siphonalstranges am Außenrand der Kammerscheidewände.

Die Mediankiele der *Paroniceras* stellen somit Siphonalkiele dar. Ob die Kielung bei *Paroniceras lenticulare* BUCH in gleicher Weise beschaffen ist oder ob es sich bei dieser Art um einen richtigen Kiel handelt, vermag ich ohne Kenntnis des Originals nicht zu entscheiden.

***Paroniceras lusitanicum* RENZ (nov. spec.).**

Taf. XV, Fig. 3 und Textfig. 24.

1912. *Paroniceras lusitanicum* RENZ. Stratigraphische Untersuchungen im portugiesischen Lias. Neues Jahrbuch für Min. usw. 1912, I, S. 85.

Die neue Art ist etwas evoluter, als *Paroniceras sternale*, mit dem sie sonst in der Gestalt des Gehäuses große Ähnlichkeit besitzt und in der Lobatur vollständig übereinstimmt.

Sie unterscheidet sich aber von allen bisher bekannten *Paroniceras* der betreffenden Gruppe durch das Auftreten von Radialfalten auf den Flanken. Die Faltenrippen übersetzen den Rücken geradlinig.

In der Anlage der Skulptur läßt sich bei *Paroniceras lusitanicum* eine unzweifelhafte Aehnlichkeit mit *Agassiceras personatum* SIMPSON nicht verkennen, doch besitzt die Lobatur der letzteren Art ein Seitenelement mehr, als *Paroniceras lusitanicum*; in einem Fall handelt es sich also um einen *Agassiceras*, im an-

deren um die Untergattung *Paroniceras* (vergl. die Abbildung von *Agassiceras personatum* bei HAUG, Neues Jahrbuch für Min. usw. 1887, II, S. 93, 97. Taf. IV, Fig. 1, 2).



Fig. 21.

Paroniceras lusitanicum RENZ aus den *Capricornus*-Schichten der Serra d'El Rei in Portugal. Querschnitt in doppelter Vergrößerung.

Die neue Art wurde bereits in meiner Abhandlung über den portugiesischen Lias kurz charakterisiert, jedoch noch nicht abgebildet (vergl. CARL RENZ, Stratigraphische Untersuchungen im portugiesischen Lias. Neues Jahrb. für Min. usw. 1912, I, S. 85).

Vorkommen: in den *Capricornus*-Schichten der Serra d'El Rei in Portugal. Museum des Comissão do Serviço Geologico Lissabon.

Diesen Betrachtungen möchte ich noch ein Verzeichnis der wichtigsten Schriften über die liassischen Rückschlagsformen anschließen.

Literatur über liassische Rückschlagsformen.

1835. MICHELIN: Magazin de Zoologie 1835. Ser. I, Bd. V. Taf. 67. (*Tmaegoceras*.)
- 1842—1849. ORBIGNY: Paléontologie française, Terrains jurassiques, S. 345. Taf. 111. (*Paroniceras*.)
1856. F. HAUER: Cephalopoden aus dem Lias der nordöstlichen Alpen. Denkschr. Akad. Wiss. Wien 1856, Bd. 11, S. 44. (*Tmaegoceras*.)
1862. A. OPPEL: Paläontolog. Mitteilungen aus dem Museum des bayr. Staates. Stuttgart 1862. (*Frechiella*.)
1869. E. DUMORTIER: Études paléontologiques sur les dépôts jurassiques du bassin du Rhône. Paris 1869. Teil III, Lias moyen. Taf. XVIII.
1878. M. NEUMAYR: Über unvermittelt auftretende Cephalopodentypen im Jura Mittel-Europas. Jahrbuch d. Österr. Geol. Reichsanstalt. Wien 1878, Bd. 28.
1880. T. TARAMELLI: Monographia stratigraphica e paleontologica del Lias nelle provincie venete. (*Frechiella italica* RENZ.)
1885. BUCH: Explication de trois plaques d'ammonites. BUCH's gesammelte Schriften. Berlin 1885. Bd. IV. Taf. 7. S. 94.
1885. F. A. QUENSTEDT: Die Ammoniten des schwäbischen Jura.
1886. G. GEYER: Cephalopoden vom Hierlatz bei Hallstatt. Abhandlungen d. Österr. Geol. Reichsanstalt 1886, Bd. XII, S. 213. Taf. III. (*Tmaegoceras*, *Agassiceras*.)
1887. E. HAUG: Über die „Polymorphidae“, eine neue Ammonitenfamilie aus dem Lias. Jahrb. f. Min. usw. 1887, Bd. II S. 89. Taf. IV. (*Agassiceras*.)
1889. A. HYATT: Genesis of the Arietidae. Mem. of the Mus. of Comp. Zoology at Harvard College 16, No. 3.

1895. GUIDO BONARELLI: Il gen. *Paroniceras*. Bulletino della Società Malacologica italiana. Pisa 1894-1895, Bd. XIX. (*Agassicer* u. *Paroniceras*.)
1896. C. F. PARONA: Contribuzione alla conoscenza delle Ammoniti liasiche di Lombardia. Mem. soc. pal. Suisse 1896, Bd. 23. (*Agassicer*.)
1897. WELSCH: Bull. de service de la carte géol. de France No. 59, Bd. 9. Compt. rend. de collab. p. l. camp. de 1896.
1899. G. BONARELLI: Cephalopodi sinemuriani dell'Appennino centrale. Palaeontographia italica 1899, Bd. V, S. 55-84. (*Tmaegoceras*.)
1899. G. BONARELLI: Le Ammoniti del „Rosso Ammonitico“ descritte e figurate da G. Meneghini. Bulletino della Società malacologica italiana. Pisa 1899, Bd. XX.
1899. A. FUCINI: Ammoniti del Lias medio dell'Appennino centrale. Palaeontographia italica, Bd. V. Taf. XXI. (*Agassicer*.)
1900. A. BETTONI: Fossili Domeriani della provincia di Brescia. Mémoires de la Société paléont. Suisse 1900, Bd. 27. (*Agassicer*.)
1901. J. F. POMPECKJ: Über *Tmaegoceras* Hyatt. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1901, Bd. II, S. 158.
1903. E. STOLLEY: Über eine neue Ammoniten-Gattung aus dem oberen alpinen und mitteleuropäischen Lias. Jahresber. d. Vereins für Naturw. zu Braunschweig. 14. Jahresbericht, 1903, S. 55.
1904. JULIUS PRINZ: Die Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony. Jahrb. der ungar. geol. Anstalt (Budapest 1904), Bd. XV, S. 61.
1904. J. PRINZ: Über Rückschlagsformen bei liassischen Ammoniten. Neues Jahrbuch f. Min. usw. 1904, Bd. I. Taf. II. S. 30.
1904. HOYER: Neue Molluskenfunde in den Posidonien-schiefern des oberen Lias Nordwestdeutschlands. Zentralb. für Min. usw. 1904, S. 387. (*Frechiella*.)
1905. BENECKE: Eisenerzformation. Straßburg 1905, S. 463.
1906. PARISCH u. VIALE: Contribuzione allo studio delle ammoniti del Lias superiore. Rivista italiana di Palaeontologia 1905-1906, Bd. 11-12, S. 141. Taf. 7-11. (*Paroniceras* u. *Frechiella*.)
1906. J. PRINZ: Neue Beiträge zur Kenntnis der Gattung *Frechiella*. Földtani Közlöny, Budapest 1906, Bd. 36, S. 155. (*Frechiella*.)
1908. M. E. VADASZ: Die unterliassische Fauna von Alsórákos im Komitat Nagykovács. Mitteil. aus dem Jahrb. der Ungar. Geol. Reichsanst. Bd. 16, H. 5, S. 372. (*Agassicer*.)
1909. FERDINAND KOCH: Beiträge zur Kenntnis der Gattung *Tmaegoceras*. Földtani Közlöny, Budapest 1909, Bd. 39, S. 308-313.
1909. P. ROSENBERG: Die liassische Cephalopodenfauna der Kratzalpe im Hagengebirge. Beiträge z. Paläontol. u. Geologie Österr.-Ungarns und des Orients, Bd. XXII. (*Agassicer*.)
1912. CARL RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portugiesischen Lias. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1912. I, S. 58-90. (*Agassicer*, *Frechiella*, *Paroniceras*.)

Gattung *Hildoceras* HYATT.

Hildoceras Nausikaae RENZ (nov. spec.).

Taf. XIV, Fig. 4, sowie Textfiguren 25 und 25a, ferner zum Vergleich Taf. XVI, Fig. 7.

Die neue Art ist ein schönes Demonstrationsobjekt, um zu veranschaulichen, zu welchen Fehlschlüssen Bestimmungen isolierter Windungsfragmente führen können.

Ich bin überzeugt, jeder Paläontologe würde aus dem Original des *Hildoceras Nausikaae*, wenn er den äußeren Umgang und die inneren Windungen getrennt voneinander zu behandeln hätte, zwei Arten, wenn nicht gar Gattungen, machen. So grundverschieden ist die Skulptur des äußeren Umganges und der inneren Windungen.

Nun ist es zwar eine bei Ammoniten öfters beobachtete Erscheinung, daß die Wohnkammer anders ornamentiert ist, als die inneren Kammern.

Bei der neuen Art fällt jedoch nur $\frac{1}{4}$ des äußeren gleich skulpturierten Umganges auf den erhaltenen Teil der Wohnkammer, während der Ornamentierungswechsel am inneren Ende des ganzen, sonst gekammerten äußeren Umganges eintritt. Eine ähnliche Änderung der Skulptur beobachtet man an einem auf Taf. XVI, Fig. 7 zum Vergleich abgebildeten großen Exemplar des *Hildoceras erbaense* HAUER von demselben Fundort (Oberlias der Pagania-Halbinsel in Epirus).

An diesem Stück ist der äußere Umgang, der etwa zu einem Drittel von der teilweise erhaltenen Wohnkammer eingenommen wird und zu zwei Dritteln gekammert ist¹⁾, nur mit einfachen geschwungenen Rippen verziert, während die inneren Windungen die übliche charakteristische *Erbaense*-Skulptur aufweisen.

Zum Vergleich hiermit möchte ich, abgesehen von anderen Beispielen, noch an die Wohnkammer-Ornamentierung eines kürzlich von mir beschriebenen *Dinarites Elektrae* RENZ aus den karnischen Schichten der Argolis erinnern (CARL RENZ: Die mesozoischen Faunen Griechenlands. Palaeontographica, Bd. 58, S. 70. Taf. VI, Fig. 8). Bei diesem *Dinarites Elektrae* zeigt der äußere Teil der Wohnkammer enggestellte, sichelförmig nach vorn geschwungene Falten, während der innere Teil der Wohnkammer, ebenso wie der ganze gekammerte Teil der Schale, mit starken ceratitenähnlichen Rippen verziert ist.

Der Skulpturwechsel liegt also hier im Gegensatz zu den angeführten Hildoceren innerhalb der Wohnkammer.

Hildoceras Nausikaae RENZ ist eine evolute Form, bei der Höhe und Breite der Windungen ungefähr übereinstimmen.

Die Flanken sind konvex und biegen sich in gleichmäßiger Wölbung sowohl zur Naht, wie zum Kiel. Die Umgänge umfassen einander nur minimal. Der Querschnitt ist somit, abgesehen von der kleinen internen Umfassungs-Einbuchtung, annähernd kreisrund (vgl. Textfigur 25 a).

¹⁾ Die eingezeichnete Suturlinie ist die vorletzte, die letzte ist durch die Spitze des ersten Laterallobus angedeutet.

Der äußere erhaltene Umgang ist, wie schon erwähnt, mit einfachen Rippen verziert.

Die Rippen beginnen etwas über der Naht mit leichter Vorwärtsstellung, schwenken dann am Umbilicalrand in die Radialrichtung¹⁾ ein und wenden sich beim Übergang der Flanken in den Externteil mit sichelförmigem Schwung nach vorwärts.

An der Innengrenze des äußeren Umgangs beginnen die Knotenrippen, zwischen deren beiden ersten sich noch eine gewöhnliche, doch schon etwas verdickte Rippe einschiebt.

Diese charakteristischen Knotenrippen bilden dann die Skulptur der gesamten inneren Windungen. Sie beginnen schon als kräftige Rippe an der Windungsnah und schwellen bereits unmittelbar vor der Naht des folgenden Umganges zu einem scharf accentuierten kräftigen Knoten an. Ob sich am Externteil noch weitere Knoten anschließen und die Falten nach vorwärts schwingen, kann ohne Zerstörung des Originals nicht festgestellt werden.

Die Veränderung der Skulptur setzt jedenfalls ziemlich unvermittelt ein.

Um die Berippung deutlicher zur Anschauung zu bringen, ist die Seitenansicht der Art auf Taf. XIV, Fig. 4 in doppelter Größe ausgeführt.

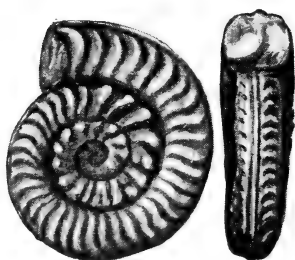


Fig. 25. Fig. 25a.

Hildoceras Nausikaae RENZ aus dem Oberlias der Paganía-Halbinsel in Epirus, gegenüber der Insel Korfu.

Natürl. Größe. Privatsammlung CARL RENZ.

Die Kielentwicklung ist genau dieselbe, wie bei dem zum Vergleich abgebildeten Wohnkammer-Exemplar des *Hildoceras erbaense* HAUER (Taf. XVI, Fig. 7), d. h. die dem Mediankiel beiderseits entlang laufenden Furchen sind auf dem äußersten Umgang, der z. T. der Wohnkammer angehört, verwischt. Bei *Hildoceras erbaense*

¹⁾ Vielfach sogar etwas nach rückwärts gerichtet.

treten jedoch auf den inneren Windungen die scharfen *Hildoceras*furchen deutlich hervor. Ebenso läßt sich auch auf dem innersten noch sichtbaren Teil des Rückens des neuen Originals bereits das Vorhandensein der Kielfurchen erkennen, so daß man wohl mit Recht annehmen kann, daß auch der Externteil der inneren Windungen mit Mediankiel und Kielfurchen versehen sein wird.

Wir haben also ein *Hildoceras* vor uns; allerdings ist die Lobatur der eigentlichen *Hildoceren* schon wesentlich differenzierter.

Wegen der Lobatur erscheint indessen eine generische oder vielmehr subgenerische Abtrennung von *Hildoceras* nicht ratsam; die Differenzierung der Lobenelemente wechselt ja innerhalb der *Hildocere*ngruppe beträchtlich.

Die Suturen des *Hildoceras Nausikaae* sind noch etwas einfacher, als bei *Hildoceras Mercati* und trotz gleicher Grundanlage wesentlich einfacher, als bei *Hildoceras erbaense* (vergl. Taf. XVI, Fig. 7.), dessen einzelne Suturelemente einen höheren Grad der Differenzierung erreichen.

An den tiefen Externlobus schließt sich bei *Hildoceras Nausikaae* der oben eingekerbte Bogen des Externsattels an. Der in drei Spitzen auslaufende erste Laterallobus ist ebenso tief, wie der Externlobus, während der zweite Laterallobus nur etwa halb so lang ist, als das vorhergehende Suturelement. Der erste Laterallobus ist nur noch fein gezähnt, während der zweite Laterallobus fast glatt bleibt und nur am Grunde noch ganz feine Zäckchen erkennen läßt.

Beim Abfall zur Naht ist außerdem noch ein weiterer Laterallobus wahrnehmbar.

Die Höhe der Kammern, d. h. der Abstand der Scheidewände voneinander, wird unmittelbar hinter der Wohnkammer wesentlich geringer, als weiter nach innen zu.

Die Vereinfachung der Lobatur geht Hand in Hand mit einer Abnahme der Schalenfestigkeit, die ja allerdings durch die Verstärkung der Schale mit Hilfe der Ornamentierung ganz oder teilweise wieder ausgeglichen werden kann.

Die kräftige, geknotete Innenskulptur des *Hildoceras Nausikaae* vermag zweifellos Schalenverfestigend zu wirken und kompensiert somit die relativ geringere Verzahnung der Kammerscheidewände.

Vorkommen des *Hildoceras Nausikaae* RENZ: in den grauen bis gelbgrauen, tonigen Knollenkalken des Oberlias auf der Paganía-Halbinsel, an der Korfu gegenüberliegenden epirotischen Festlandsküste. Privatsammlung C. RENZ.

Im Anschluß an die obigen Betrachtungen über die Wohnkammer-Verhältnisse der Hildoceren möchte ich mit einigen Worten auf den kürzlich erschienenen Gruppierungsversuch der triadischen Ammoneen durch ARTHABER¹⁾ hinweisen. ARTHABER teilt die Ammoneen nach der Länge ihrer Wohnkammer in zwei Hauptgruppen, die Mikrodoma und die Makrodoma²⁾.

Diese Neueinteilung ist:

1. unpraktisch, weil sie sich auf Merkmale gründet, die nur bei ausnahmsweise günstiger Erhaltung des überlieferten Materials zu sehen und bei vielen Gattungen überhaupt noch nicht bekannt sind,

2. nicht ausschlaggebend.

Die Teilung in Mikro- und Makrodomata ist allenfalls bei den jurassischen Ammoniten, also für den Höhepunkt der Entwicklung verwendbar, sie trifft kaum mehr für die triadischen und gar nicht für die paläozoischen Ammoneen zu.

Um einige bekannte Beispiele anzuführen, sei darauf hingewiesen, daß die verschiedenen Arten der sonst einheitlichen Gattung *Tornoceras* teils lange, teils kurze Wohnkammern besitzen. Ebenso schwankt auch die Wohnkammerlänge der Clymenien sehr beträchtlich. (*Gonioclymenia* mindestens ein Umgang³⁾, *Oxyclymenia* $\frac{1}{2}$ Umgang). Ferner sind die allgemein zu derselben Familie gestellten, nahe verwandten Gattungen *Aphyllites* und *Anarcestes* lediglich durch die Wohnkammerlänge zu unterscheiden, sie würden also nach der ARTHABER'schen Systematik auseinandergerissen.

Bei den älteren Goniatiten und Clymenien fehlt daher irgendwelche Fixierung der Wohnkammerlänge; die Wohnkammerlänge ist lediglich eine Funktion der Zunahme der Umgänge an Breite, Höhe und Rauminhalt. Je rascher die Zunahme erfolgt, desto kürzer ist die Wohnkammer und umgekehrt.

Da über die Variabilität der Wachstumsformen kein Zweifel besteht, kann die Wohnkammerlänge nicht als Einteilungsgrund

¹⁾ Grundzüge einer Systematik der triadischen Ammoneen. Zentralblatt für Min. usw. 1912. No. 8, S. 245—256. Vergl. ferner die Abhandlung desselben Autors in: Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients 1911, Bd. 24, S. 174 ff.

²⁾ Es dürfte sich empfehlen, anstatt Mikro- und Makrodoma Mikrodomata und Makrodomata zu sagen, man spricht ja auch nicht von Extrasipho und Intrasipho, sondern von Extra- und Intrasiphonata. Der Name Makrodoma ist übrigens bereits auch von der Kristallographie präokkupiert. Die bereits vorhandenen Bezeichnungen longidom und brevidom sind, nebenbei bemerkt, sinngemäßer und besser gebildet.

³⁾ Die Grenze zwischen Makro- und Mikrodomata zieht der genannte Autor bei einer Wohnkammerlänge von einem Umgang.

ersten Grades verwandt werden, so wichtig sie in späteren Stadien der Entwicklung, d. h. vom Jura an aufwärts, sein mag.

Was die triadischen Ammoneen betrifft, so müßten z. B. die unter sich nahe verwandten, von ZITTEL sogar in einer Familie vereinigten Tropitiden und Trachyceratiden entsprechend dem Grundgedanken der ARTHABER'schen Einteilung gleichfalls getrennt und die Tropitiden bei den Makrodomata, die Trachyceratiden bei den Mikrodomata untergebracht werden.

Die verschiedene Länge der Wohnkammern hängt, um nochmals darauf zurückzukommen, von folgender Wachstumsdifferenz ab. Entweder ist das Gehäuse stark involut und die Umgänge sind vor allem niedrig und nehmen deshalb langsam an Rauminhalt zu, oder die Schale ist evolut und die Umgänge gewinnen rasch an Breite und Höhe, d. h. an Rauminhalt. Im ersteren Falle ergeben sich lange, im letzteren kurze Wohnkammern.

Diese Neueinteilung würde eine Rückkehr zu den verlassenen Zeiten der Schlüsselsystematik bedingen, während es sich jetzt darum handelt, die Entwicklungsreihen nachzuweisen und den Entwicklungsreihen entsprechend die Systematik zu gestalten. Diese Schlüsselsystematik führt zu teilweise ganz unnatürlichen Gruppen, wie die angeführten Beispiele zeigen.

Die Versuche, die Ammoneen nach der verschiedenen Wohnkammerlänge zu klassifizieren, sind keineswegs neu. So haben sich E. HAUG und E. MOJSISOVICS schon für eine derartige Einteilung ausgesprochen, ebenso hat F. FRECH bereits eine Anzahl von Gegenargumenten gebracht, auf die auch an dieser Stelle zum Teil hingewiesen wurde. Nach F. FRECH ist die Wohnkammerlänge lediglich eine Funktion der raschen oder langsamen Zunahme des Wohnkammerraumes. Ammoneen mit kurzer Wohnkammer sind schnellwüchsig, solche mit langer Wohnkammer zeigen ein langsames Wachstum. Auf der Höhe der Entwicklung (bei den jurassisch-kretazischen und bei den jüngeren Triasformen) besitzt das Merkmal der Wohnkammerlänge immerhin eine größere systematische Bedeutung, als im Anfang.

Hildoceras comense BUCH var. *Alkinoi* RENZ.

Taf. XV, Fig. 1 u. 2.

Das auf Taf. XV, Fig. 1 u. 2 abgebildete Stück aus dem korfiotischen Oberlias steht dem *Hildoceras comense* BUCH äußerst nahe. Involution und Querschnitt stimmen bei der vorliegenden Abart und dem Typus annähernd überein; die Windungshöhe ist bei der griechischen Form ein wenig niedriger.

Die meist paarigen Rippen beginnen an einer über der Naht gelegenen Verdickung. Die in die Länge gezogenen Anschwellungen sind bis zu ihrer Spaltung in zwei Rippen meist radial gestellt, bisweilen aber auch etwas nach vorn gerichtet. Die Rippen selbst zeigen aber von der Bifurkationsstelle ab einen ausgesprochenen Schwung nach rückwärts bis zu ihrem Ende an den seichten Kielfurchen.

Bei dem Typus des *Hildoceras comense* BUCH sind im Gegensatz zu meiner griechischen Varietät die Rippen an der Außenseite der Flanken nochmals nach vorwärts gebogen.

Ebenso wie bei den typischen Exemplaren des *Hildoceras comense* gehen von den Anschwellungen zwei Rippen aus; zuweilen schiebt sich allerdings auch einmal eine Schaltrippe ein.

Die durch den Medianlängsschnitt halbierten Gehäuseteile sind nicht symmetrisch, und zwar dürfte dieser asymmetrische Bau auf einer pathologischen Verkümmern der linken Seite beruhen.

Es ist nun auffallend, daß in dem italienischen Oberlias von Umbrien ein in gleicher Weise verkümmertes Stück gefunden wurde¹⁾, daß also derselbe pathologische Vorgang bei zwei Individuen eintrat, die von so weit von einander abliegenden Fundorten stammen.

Man könnte daran denken, daß diese beiden Tiere, durch irgendwelche Umstände, etwa durch teilweises Verlieren der Schwimmorgane gezwungen, zur kriechenden Lebensweise übergingen, und daß sich bei weiterer Fortbildung der Asymmetrie allmählich ein schneckenartiger Typus entwickeln würde.

Vorkommen des *Hildoceras comense* BUCH var. *Alkinoi* RENZ: in den grauen oberliassischen Knollenkalken von Palaeospita auf Korfu. Privatsammlung C. RENZ.

Gattung *Coeloceras* HYATT.

Coeloceras Sapphicum RENZ (nov. spec.).

Textfigur 26.

Der neu ausgeschiedene *Coeloceras* läßt sich durch Vergleich mit bereits bekannten Typen kurz folgendermaßen diagnostizieren.

¹⁾ 1867–81. *Ammonites comensis* MENEGHINI: Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique (Lias supérieur) de Lombardie et de l'Apennin central. Paléontologie Lombarde Bd. IV, Taf. 7, Fig. 5a–c.

1899. *Hildoceras (Lillia) comense* G. BONARELLI: Le Ammoniti del „Rosso Ammonitico“ descritte e figurate da Giuseppe MENEGHINI. Bulletino della Società Malacologica Italiana, Pisa 1899, Bd. 20, S. 203. Meines Dafürhaltens dürfte das betreffende Stück jedoch eher zu *Hildoceras Lilli* gehören.

In der Gestalt des Gehäuses und in der Anlage der Berippung gleicht er dem *Coeloceras annulatiforme* BONARELLI (=MENEHINI: Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique (Lias supérieur) de Lombardie et de l'Apennin central. Paléont. Lomb. IV, Taf. 16, fig. 7a u. b., und G. BONARELLI: Le Ammoniti del „Rosso Ammonitico“ descritte e figurate da Guiseppe MENEHINI. Bulletino della Società Malacologica Italiana 1895, Bd. 20, S. 212).

Im allgemeinen wechseln die Schaltrippen mit den gegabelten Rippen ab, doch bildet sich keine vollkommene Regelmäßigkeit heraus.

Die Berippung ähnelt somit auch der des *Coeloceras anguinum* Sow.

Coeloceras anguinum ist indessen wesentlich schlanker.

Von diesen bekannten Typen unterscheidet sich die neue Spezies jedoch durch die ausgesprochene Rückwärtsschwingung

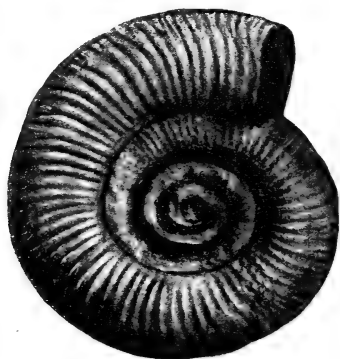


Fig. 26.

Coeloceras Sapphicum RENZ aus dem Oberlias von Anavrysada auf der Insel Leukas.

Natürl. Größe. Privatsammlung CARL RENZ.

der Rippen, die sowohl die einfachen, wie die Gabelrippen betroffen hat.

Vorkommen des *Coeloceras Sapphicum* RENZ: in den oberliassischen Knollenkalken (grau) von Anavrysada auf Leukas. Privatsammlung C. RENZ.

Weitere Nachträge zu meinen in früheren Abhandlungen¹⁾ angegebenen Fossilisten aus dem hellenischen und epiro- tischen Jura.

Hierzu Taf. XV, Fig. 8 u. 9 und Textfig. 27.

Abgesehen von den im voranstehenden Text neu beschriebenen Arten kommen nach neueren Bestimmungen zu den in meinen früheren Abhandlungen angeführten Lias- und Doggerfaunen der ionischen Zone noch einige weitere, aus anderen Lias- und Doggergebieten bereits bekannte Typen hinzu, nämlich:

Phylloceras Nilssoni HEB. var. *Virginiae* BONARELLI emend. RENZ

Harpoceras (Polyplectus) Kurrianum OPP. var. *Meneghinii* BONARELLI emend. RENZ

Hildoceras Tirolense HAUER var. *pannonica* PRINZ.

Hildoceras bifrons BRUG. var. *quadrata* PRINZ.

Hildoceras bifrons BRUG. var. *angustisiphonata* BUCKMAN²⁾

Hildoceras bifrons BRUG. var. *graeca* RENZ³⁾

Hildoceras erbaense HAUER var. *acarnanica* RENZ.

(Taf. XV Fig. 8).

Hammatoceras planinsigne VACEK.

Hammatoceras Meneghinii BONARELLI.

Hammatoceras Victorii BONARELLI.

Coeloceras Choffati RENZ⁴⁾.

Coeloceras Desplacei ORB. var. *mediterranea* RENZ.

Coeloceras annulatiforme BONARELLI.

Hildoceras cycloides ORB.

Tmetoceras Gemmellaroii FUCINI.

Dumortieria Zitteli HAUG.

Polyplectus discoides ZIETEN.

} Unterdogger.

Stephanoceras turgidulum QUENST. emend. RENZ — Bayeux-Stufe.

Sämtliche Typen des Oberlias mit Ausnahme der Bakonyer Varietät des *Hildoceras Tirolense* HAUER sind sonst noch in den oberliassischen Ablagerungen der Apenninen bekannt, die *Coeloceras* habe ich neuerdings auch im Oberlias von Portugal nachgewiesen⁴⁾. *Coeloceras Choffati* RENZ ist in meiner Abhandlung über den portugiesischen Lias näher beschrieben und abgebildet⁴⁾.

¹⁾ Vergl. Anmerkung 1 auf S. 583—584.

²⁾ Vergl. hierzu auch CARL RENZ, diese Zeitschr. 1911 Bd. 63. Monatsber. 5, S. 283. Textfig. 1.

³⁾ Ebenda Textfig. 3.

⁴⁾ CARL RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portugiesischen Lias. Neues Jahrb. für Min. usw. 1912, I, S. 86 u. 87. Taf. VI, Fig. 5.

Hammatoceras planinsigne VACEK ist dem Oberlias und Unterdogger gemeinsam, ebenso *Harpoceras* (*Polyplectus*) *discoides* ZIETEN, doch ist diese letztere häufige Art des griechischen Oberlias im Unterdogger selten.



Fig. 27.

Lytoceras rubescens DUMORTIER aus dem Oberlias der Punta rossa (Cap südlich San Giorgio) in Epirus.
Natürl. Größe.

Die hier nachgetragenen, von außergriechischen Vorkommen bereits bekannten Spezies geben zusammen mit den im voranstehenden Text beschriebenen neuen Typen und meinen früheren Fossilisten, auf die nochmals verwiesen sei (vergl. Anmerk. 1 auf S. 583—584), ein wohl annähernd vollständiges Bild von der Zusammensetzung der Cephalopodenfaunen, die die hellenischen Oberlias- und Unterdogger-Meere besiedelten. Die ebenso arten-, wie individuenreichen Faunen des hellenischen Oberlias- und Unterdoggers, d. h. der ionischen Zone und der Argolis, umfassen, ungeachtet der zahlreichen Arten von universeller Bedeutung, dieselben Spezies und Varietäten, und zwar in ähnlichen Mischungsverhältnissen, wie die gleichalte Tierwelt der Apenninen, der Südalpen, der ungarischen Mittelgebirge (Bakony, Vertes, Gerecse) und mehrerer anderer mediterraner Vorkommen (wie Andalusien, Marokko).

Die im Verhältnis zur Masse der bekannten Arten fast verschwindenden wenigen Lokalarten sind in vorliegender Bearbeitung genauer behandelt und dargestellt worden. Diese neuen Arten und Varietäten schließen sich teils unmittelbar an bekannte mediterrane Formen an, teils stehen sie, wie *Leukadiella Helenae* RENZ, in einem wohl unzweifelhaften Abstammungsverhältnis zu ihnen. Ebenso wie bei den Cephalopodenfaunen der hellenischen Trias kann man auch bei den oberliassischen und mittelljurassischen Ammonitenfaunen Griechenlands wiederholen, daß die Zahl der neu aufgefundenen Arten und

Varietäten nicht größer ist, als man sie an neu entdeckten alpinen oder aber auch apenninischen Aufschlüssen zu erwarten berechtigt wäre.

Die außerordentliche Gleichförmigkeit dieser jurassischen Ammonitenfaunen Griechenlands, Italiens, der Alpen, Ungarns usw. ist ebenso bemerkenswert, wie die Übereinstimmung der hellenischen Cephalopodenfaunen der Mittel- und Obertrias mit den jeweilig gleichalten Vorkommen der Alpen und Ungarns. Diese Gleichförmigkeit und Übereinstimmung weist auf einen unmittelbaren Zusammenhang der betreffenden Meere hin.

Ich habe aus Griechenland ein so großes Material in Händen gehabt, daß die angegebenen Fossilisten wohl ein vollständiges und wahrheitsgetreues Bild der tatsächlichen Zusammensetzung der Tierwelt des hellenischen Oberlias und Unterdoggers zu liefern vermögen und etwaige Zufälligkeiten beim Aufsammlen an diesem oder jenem Fundort für die allgemeine Betrachtung gänzlich ausschalten.

2. Einige neue Arten aus der indischen Dyas.

Das im Breslauer Museum liegende reiche Fossilmaterial aus der Dyas des indischen Salzgebirges (Salt Range) enthält neben der Fülle bereits bekannter Arten auch mehrere neue Spezies, von denen einige in vorliegender Mitteilung näher beschrieben werden sollen.

Genus *Spirifer* SOWERBY.

Subgenus *Reticularia* Mc. Coy.

Reticularia Frechi RENZ (nov. spec.).

Taf. XVII, Fig. 1, 2, 3 u. 4.

Aus dem mittleren Productuskalk von Virgal (Zone des *Xenodiscus carbonarius*) liegt mir eine vereinzelt neue, durch ihre abnorme Gestalt ausgezeichnete *Reticularia* vor, die hier zusammen mit der ungleich häufigeren *Reticularia indica* lebte.

Die Maximalhöhe der Ventralschale entspricht mit 4,2 cm deren Breite (gleichfalls 4,2 cm), während die Dorsalschale bei gleicher Breite eine Höhe von 4,1 cm erreicht. Die Höhen der Ventral- und Dorsalschalen sind daher fast gleich.

Die Dicke der Muschel mißt 3,2 cm, die Schloßlinie hat eine Länge von 3,1 cm. Die Maximalbreite der Schale liegt nur wenig unterhalb des Schloßrandes. Von der Höhe der Maximalbreite ab beschreiben die Lateralränder mit dem Stirnrand eine gleichmäßige halbkreisförmige Rundung. Von der Höhe der Maximalbreite bis zum Schloßrand bleibt sich der

Radius der Lateralränder gleich; eine weitere Ergänzung des Schalenumrisses nach oben hin würde daher etwa einem Kreis gleichkommen.

Die Ventralklappe zeigt die Andeutung einer nicht vollkommen im Medianschnitt liegenden flachen Einsenkung, die aber erst unter dem Schnabelscheitel entspringt. Dieser Einsenkung entspricht auf der kleinen Klappe eine vom Wirbel bis zum Stirnrande verlaufende minimale mediane Auftreibung.

Vor allem unterscheidet sich aber die neue Art von allen übrigen *Reticularien* durch die nur sehr mäßige Krümmung des Schnabels der Ventralklappe. Die hohe, leicht konkave Arealfläche bildet mit der Ebene der Schloßplatte einen stumpfen Winkel oder, mit anderen Worten, eine von der Schnabelspitze der großen Klappe zum Schloßrande gedachte Ebene stößt im stumpfen Winkel ($\angle 75^\circ$) auf die Ebene von der dorsalen Wirbelspitze zum Schloßrande, bzw. auf den Längsschnitt.

Die große und hohe Area ist somit im Verhältnis zum Längsschnitt schräg nach seitwärts gerichtet.

Hierdurch wird auch der Einblick in die abnorm große dreieckige Deltidialöffnung völlig freigelegt, zu deren Seiten die beiden kolossalen Zahnstützen sichtbar werden. Die Deltidialspalte bildet ein vollkommen gleichschenkeliges Dreieck.

Ebenso wie bei *Reticularia Waageni* ist auch bei der neuen Art zwischen Area und Deltidialspalte je ein schmales Feldchen mit besonderer Skulptur abgegrenzt. Dieses Deltidium discretum ist beiderseits mit nach innen und abwärts gerichteten Diagonalstreifen versehen, während die Area eine dem Schloßrande parallele Streifung zeigt.

Sonst dürfte die Anlage des Schlosses, ebenso wie die innere Organisation, mit den entsprechenden Einrichtungen der *Reticularia indica* übereinstimmen.

Die kleine Klappe ähnelt in ihrer oberen Partie mit ihrem dick aufgetriebenen Wirbel der *Reticularia Waageni* LOCZY bzw. *Reticularia indica* WAAGEN; die Schalenumrisse sind jedoch, wie schon beschrieben, verschieden. Der Schloßfortsatz ist nur wenig ausgeprägt.

Die Skulptur der beiden Klappen erinnert sehr an die der *Reticularia indica*, die konzentrischen Anwachsstreifen beider Arten stimmen gut überein.

Vorkommen der *Reticularia Frechi* RENZ: in dem mittleren *Productuskalk* (Zone des *Xenodiscus carbonarius*) von Virgal in der indischen Salzkette. Geologisch-Paläontologisches Museum der Universität Breslau.

Gattung *Athyris* MC. COY.

Subgenus *Athyrella* WAAGEN emend. RENZ.

Hierzu Taf. XVI, Fig. 4, 5, 6, Taf. XVII, Fig. 5, 6, 7 und Taf. XVIII, Fig. 6, sowie die Textfigur 28.

Dieser Name wurde im Jahre 1844 von MC. COY¹⁾ für Formen vom Typus der devonischen *Terebratula concentrica* BUCH eingeführt. Einige Jahre später (1847) schlug ORBIGNY²⁾ gestützt auf die Beobachtung, daß die Schale dieser Gattung durchbohrt sei und insofern die Bedeutung des griechischen Namens nicht zutrefte, den Namen *Spirigera* vor.

In der Folgezeit hat sich der Namensgebrauch, wie es scheint, derart eingebürgert, daß die paläozoischen Arten meistens mit *Athyris*, die mesozoischen dagegen im allgemeinen mit *Spirigera* bezeichnet wurden³⁾.

Ich will nicht auf die recht unerfreuliche und verwirrende weitere Namensgebung anderer Autoren eingehen, sondern verweise hier auf die Ausführungen ARTHABERS⁴⁾.

Es dürfte sich empfehlen, ganz abgesehen von der feststehenden Prioritätsfrage, den Namen *Athyris* zu verwenden, da *Spirigera* besonders bei den paläozoischen Arten leicht Anlaß zu Verwechslungen geben muß. Die englische Form des Namens *Spirifer* ist allgemein nach DAVIDSONS Vorschlag⁵⁾ *Spirigera*.

Daß die Nomenklatur an sich vollkommen verfahren ist, unterliegt keinem Zweifel, aber trotzdem bietet schließlich *Athyris* noch das geringere Übel. Schließlich denkt auch beim Gebrauch des Namens *Athyris* wohl niemand mehr an die ursprüngliche griechische Wortbedeutung, wie denn überhaupt derartige philologische Wortklaubereien für unsere Wissenschaft keinen Sinn haben.

Ich plädiere daher, abgesehen von der Prioritätsfrage, aus rein praktischen Gründen für die Wiedereinziehung des Gattungsnamens *Spirigera* und allgemeine Anwendung des alten Namens

¹⁾ MC. COY: Synopsis of the Characters of the carboniferous Fossils of Irland. 1844.

²⁾ ORBIGNY: Paléont. Franç. terrains crétacés. 1847. Bd. IV, S. 367.

³⁾ Im Paläozoikum sagt man *Athyris*, um einer Verwechslung mit *Spirifer* vorzubeugen; im Mesozoikum, wo es keinen *Spirifer* und somit auch keine Verwechslung mehr gibt, dagegen *Spirigera*.

⁴⁾ FRECH und ARTHABER: Über das Paläozoikum in Hocharmenien und Persien usw. Beiträge z. Paläont. u. Geol. Österreich-Ungarns u. des Orients 1900, Bd. XII, S. 272.

⁵⁾ THOMAS DAVIDSON: A Monograph of the British fossils Brachiopoda. London 1858—63. Bd. II, S. 219.

Athyris, sowohl für die paläozoischen, wie für die mesozoischen Arten.

Unter den mir zur Untersuchung vorliegenden Brachiopoden des indischen *Productuskalkes* sind die *Athyriden* in wahren Massen (mindestens 1000 Stück) vertreten.

W. WAAGEN¹⁾ hat dieselben in zwei gleichwertige Gattungen *Athyris* (= *Spirigera* WAAGEN) und *Spirigerella* geteilt.

Da ich aus den angegebenen Gründen für *Spirigera* den Namen *Athyris* verwende, gebrauche ich auch in analogem Vorgehen für die von *Spirigera* hergeleitete WAAGENSche Gattung *Spirigerella*, die ich nur als subgenus von *Athyris* betrachte, die entsprechende Bezeichnung *Athyrella*.

Für die letztere Benennung lassen sich dieselben praktischen Gründe ins Feld führen, wie bei *Athyris*; denn *Spirigerella* kann mit der Gattung *Spiriferella* TSCHERNYSCHEW ebenso leicht verwechselt werden, wie *Spirigera* mit *Spirifera*.

Zwei Gattungen *Spirigerella* und *Spiriferella* wären, ungeachtet der gleichen Wortbedeutung, infolge des zu Verwechslungen führenden Gleichklanges ein Unding²⁾.

Die von WAAGEN neugegründete Gattung *Spirigerella* = *Athyrella* soll sich nach den Angaben des Autors im wesentlichen durch folgende Merkmale von der Gattung *Athyris* unterscheiden:

1) Der Schnabel ist dermaßen stark auf den Wirbel der kleinen Schale übergebogen, daß das Foramen dadurch verdeckt wird.

Gleichzeitig mit dieser Einkrümmung der Wirbel soll das Schalenwachstum derart vonstatten gehen, daß ein Anwachsen nur in minimaler Weise in der Schloßregion beider Schalen stattfindet.

2) Ein weiteres Merkmal ist die Anlage eines Deltidiums oder deltidiumartigen Gebildes.

3) Schließlich führt WAAGEN noch die Beschaffenheit des Schloßfortsatzes und die Art der Befestigung des Spiralapparates als Kennzeichen der neuen Gattung an.

Der innere Bau der *Athyrella* (= *Spirigerella*) soll dagegen sonst bis zu einem gewissen Grade mit dem der *Athyris* ident sein.

(Das Nähere bei WAAGEN, Salt Range fossils S. 450—453.)

¹⁾ WILLIAM WAAGEN: Salt Range fossils Bd. I, S. 450. Memoirs of the geological survey of India. Palaeontologia Indica 1887, Ser. XIII.

²⁾ Nach dem starren Prioritätsprinzip wäre allerdings der Name *Spirigerella* zu ersetzen: ich habe die Bezeichnung *Spirigerella* umgeändert, da sowohl dieser Name, wie die Untergattung von der an Stelle von *Athyris* eingezogenen Gattung *Spirigera* abgeleitet sind.

Demgegenüber ist zu bemerken:

Unter dem großen Material, das mir zur Verfügung stand, befanden sich zahlreiche typische, mit stark verdickter Schale versehene Stücke, sowohl aus der Reihe der *Athyrella grandis*, wie aus der der *Athyrella Derbyi*, bei denen das Foramen nicht verdeckt ist (vergl. Taf. XVII, Fig. 5, 6, 7), sondern trotz Überbiegung des Schnabels der Stielklappe freiliegt und auch dauernd geöffnet bleibt, wie nicht nur an jungen, sondern auch an einer großen Anzahl von ausgewachsenen Exemplaren festgestellt werden konnte. Insbesondere war an dem größten bisher bekannt gewordenen Stück der *Athyrella grandis* das Offenbleiben des Foramens deutlich zu sehen. Dieses Merkmal ist infolgedessen zur Begründung einer neuen Gattung nicht zu verwenden.

Es sei hierzu noch bemerkt, daß auch bei anderen Gattungen, wie z. B. bei den Angehörigen der Gruppe der *Waldheimia cerasulum* ZITTEL (aus dem Mittellias), eine derart starke Krümmung bezw. Überbiegung des Schnabels der großen Klappe über die kleine stattfindet, daß die Stielöffnung nach unten bzw. innen zu liegen kommt und somit unsichtbar wird.

Die gleiche Erscheinung wurde ferner bei einigen Varietäten der *Waldheimia Eudoxa* BITTNER (Hallstätter Kalke) beobachtet.

Die Auffassung WAAGENS, daß ein Anwachsen der Schale, wenn auch nur in minimaler Weise, in der Schloßregion beider Schalen stattfinden könne, ist physiologisch unhaltbar. Ein Wachstum der Schalen erfolgt durch Absonderung des Mantels und zwar am Stirnrand desselben (d. h. am Stirnrand der Schale). Am ältesten Teil (d. h. am Wirbel) ist nur eine Verdickung der Schale möglich. Die Folgerung, welche WAAGEN auf die Annahme der Möglichkeit eines Wachstums am Wirbel gegründet hat, wird durch diese Erwägung hinfällig.

Die Beschreibung, welche WAAGEN von der unter dem Schnabel gelegenen Innenregion der großen Klappe entwirft, stimmt zwar ungefähr mit den tatsächlichen Beobachtungen überein, die ich an einem größeren und wohl besser erhaltenen Material machen konnte, jedoch muß die Deutung und die Nomenklatur WAAGENS in einigen Punkten modifiziert werden.

„Unter¹⁾ dem Foramen und zwischen den Schloßzähnen erstreckt sich ein tief ausgehöhlter dreieckiger Raum, der zur Aufnahme der Spitze (apex) der kleineren Klappe dient. Dieser

¹⁾ WAAGEN: Salt Range Fossils Bd. I, S. 450. Palaeontologia Indica Ser. XIII. 1887.

Raum wird durch eine Art von konkavem Deltidium eingenommen, welches das Foramen an seiner unteren Seite begrenzt . . . Dieses Deltidium ist größtenteils mit der Schalen-substanz verwachsen, wird aber an seinem unteren Ende, wo sich der Kanal innerhalb der Klappe öffnet, für eine kurze Strecke frei. Das Vorhandensein eines solchen Deltidiums ist ein sehr charakteristisches Merkmal der Gattung.“

Diese Beschreibung ist durchaus zutreffend, aber trotzdem hat WAAGEN durch einfache Übertragung des Begriffs Deltidium auf eine bereits im Innern der großen Schale gelegene Region einige Verwirrung in die Diagnose von *Athyrella* (= *Spirigerella* WAAGEN) hinein gebracht; denn wie die zitierte Definition¹⁾ beweist, ist das Deltidium ein äußerliches Verschußstück.

Im vorliegenden Falle handelt es sich allerdings zweifellos um eine verkümmerte Deltidialanlage, und zwar um ein vom Stiel abgesondertes Pseudodeltidium, das jedoch infolge der starken Überbiegung des Schnabels nach innen gelangt und konkav geworden ist, d. h. das Pseudodeltidium-Plättchen ist in die Höhlung unter der Schnabelspitze hineingerückt, an die Innenwand der Schale angepreßt, was eine teilweise Verwachsung mit der Schale zur Folge hatte, und entsprechend der Krümmung des Schnabels konkav gebogen. In Anbetracht seiner internen Lage möchte ich ein derartiges Pseudodeltidialgebilde als Pseudodeltidium internum bezeichnen.

Dieses Pseudodeltidium internum ist größtenteils, wie schon WAAGEN bemerkt, mit der Innenfläche der Ventralschale unter dem Schnabel verwachsen, und zwar so sehr, daß auch der Stielkanal zum Teil verschlossen sein dürfte.

Nur an seinem unteren Ende steht das meist länglich-trapezförmige konkave Plättchen des Pseudodeltidiums internum von der Innenfläche der Ventralschale ab. Das Pseudodeltidium internum zeigt eine dem Schloßrande parallele Streifung, seine Form ist recht variabel; sein unterer Rand läuft meist in einem medianen Zäckchen aus.

Unter der von WAAGEN beschriebenen Schloßregion der Stielklappe tritt im oberen Drittel derselben eine bedeutende Verdickung der Schale ein, die auf dem Steinkern eine deutliche, meist ringförmige Einschnürung hervorruft. Diese Verdickung kommt besonders in der Mitte unterhalb des Pseudodeltidiums internum in Form eines warzenartigen Gebildes verstärkt zum

¹⁾ „Die anfänglich meist dreieckige Stielöffnung wird bei sehr vielen Brachiopoden im Laufe der Entwicklung teilweise oder auch ganz durch ein Deltidium oder Pseudodeltidium geschlossen“ (ZITTEL, Grundzüge der Paläontologie I, S. 264).

Ausdruck. Die warzenartige, öfters dichotome (zweigeteilte) Verdickung inmitten der Adduktoren, die wir kurz Warze nennen wollen, ist in der Tat eine scheinbar bei anderen Gattungen nicht wiederkehrende Eigentümlichkeit. Sie entspricht aber nicht dem Gebilde, das WAAGEN als die freie untere Endigung seines Deltidiums bezeichnet, sondern liegt tiefer. Die Deutung ist nicht sonderlich schwierig. Die Warze vergrößert die Innenfläche und verstärkt den Bau der Schale, um die Wirkung der Adduktoren zu erhöhen, sie dient also zur Verstärkung der Insertion.

Die Schalen sind überhaupt bei *Athyrella* im allgemeinen dicker, als bei *Athyris* s. str.

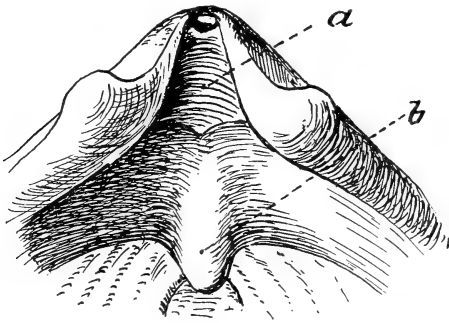


Fig. 28.

Athyrella Derbyi WAAGEN aus dem oberen *Productus*-Kalk von Virgal (Salt Range). Innenansicht der oberen Schalenpartie der großen Klappe in dreifacher Vergrößerung.

- a) Pseudodeltidium internum,
- b) Warzenartige Erhöhung (Warze).

Die unter dem Schnabel gelegene Region der großen Klappe von *Athyrella* soll durch die beigegebene Textfigur 28 in dreifacher Vergrößerung verdeutlicht werden; weitere Innenansichten der Ventralschale verschiedener *Athyrella*-Arten finden sich auf Taf. XVI, Fig. 4, 5 und 6 und auf Taf. XVIII, Fig. 6. Um das Pseudodeltidium internum besser erkennen zu können, ist die Schale der Fig. 6 auf Taf. XVI etwa in ihrer Längsachse orientiert.

Die Gestalt des Schloßfortsatzes, der insbesondere bei Formen vom Typus der *Athyrella grandis* stärker entwickelt ist, als bei *Athyris* s. str., ist kein Gattungsmerkmal, sondern lediglich eine Folge der Krümmung der Wirbel, des Dickenwachstums und der zum Teil ungewöhnlichen Größe, welche diese Art erreicht. Hätte der Schloßfortsatz nicht die be-

deutende Länge, so wäre, wie ARTHABER sehr richtig bemerkt, die Artikulation überhaupt nicht mehr möglich. Außerdem zeigen die scharfen, gut erhaltenen Steinkerne verschiedener devonischer Arten¹⁾, daß auch bei diesen schon der Schloßfortsatz erhebliche Länge besitzt. Insbesondere ist der Schloßfortsatz bei *Athyris ferronessensis* sehr stark entwickelt.

Die von den Adduktoren bedeckte Innenfläche der Stielklappe ist bei den *Athyrellen* sehr groß.

Sie beträgt bei Vertretern vom Typus der *Athyrella grandis* und *A. Derbyi* im Minimum die Hälfte der Stielklappe und kann bis zu $\frac{4}{5}$ anwachsen.

Bei den Formen der Gattung *Athyris* nehmen dagegen die Muskeleindrücke höchstens die Hälfte der Innenfläche der Stielklappe ein.

Bei der Berechnung wird der bisweilen stark hervortretende Sinus in Abrechnung gebracht; derselbe steht auch mit den Funktionen der Adduktoren nicht in Zusammenhang.

Nachdem von den WAAGEN'schen Gattungsmerkmalen nureines, nämlich das deltidiumartige Gebilde oder, wie ich es nannte, das Pseudodeltidium internum, übriggeblieben ist, so kann *Athyrella* (= *Spirigerella* WAAGEN) nicht mehr den Rang einer selbständigen Gattung einnehmen, sie kann höchstens noch als subgenus aufrecht erhalten werden, wie das auch schon ARTHABER annahm.²⁾

Es sei noch bemerkt, daß auch A. ROTHPLETZ³⁾ den von WAAGEN für *Athyrella* angegebenen Merkmalen der inneren Gerüste und der Umbiegung des Schnabels keine generische Bedeutung zuerkennt.

Zur Aufrechterhaltung der Untergattung *Athyrella* können neben dem Pseudodeltidium internum noch einige weitere Merkmale dienen, wie die oben beschriebene ringförmige Verdickung mit aufgesetzter Warze im oberen Drittel der Stielklappe und die Ausdehnung der von den Adduktoren bedeckten Innenfläche der Stielklappe.

Die Spezies-einteilung der Untergattung *Athyrella* könnte nach dem inneren Bau der Stielklappe vorgenommen werden.

Die Gestalt der Warze (ob ungeteilt oder dichotom) könnte die Speziesmerkmale bilden, die äußere Form würde die Varietätenunterschiede abgeben.

¹⁾ *Athyris concentrica*, *Athyris macrorhynchos*, *Athyris ferronessensis*.

²⁾ F. FRECH und G. v. ARTHABER: Über das Paläozoikum in Hocharmenien und Persien. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients 1900, Bd. XII, S. 272 u. 273.

³⁾ Palaeontographica Bd. 39, S. 82.

Aber leider geht es hier, wie bei manchen anderen für die Systematik brauchbaren Merkmalen — ich erinnere an die neuerdings versuchte Einteilung mancher Ammoniten-gruppen nach der Ausbildung des Mundsauces —: sie sind nur an einem reichhaltigen und gut konservierten Material zu erkennen.

WAAGEN sagt, daß *Athyris subtilita* die nächste Verwandte der *Athyrella Derbyi* sei. Das trifft, was das äußere Aussehen anlangt, zu, der innere Bau ist jedoch recht verschieden.

Jedenfalls stellt aber *Athyrella* einen Seitenzweig von *Athyris* dar.

Möglicherweise bildet *Athyris capillata* WAAGEN eine Zwischenform zwischen *Athyrella* und *Athyris*.

Bei letzterer Art ist die Entwicklung einer einfachen oder dichotomen Warze bereits vorgezeichnet, wie ich das bei 3—4 Stücken unter dem mir vorliegenden großen Material beobachten konnte.

Die Verdickung der Schale unter dem Schnabel und die damit verbundene Einschnürung nimmt bei *A. capillata* schon stark zu, ebenso wie auch schon große Muskeleindrücke vorhanden sind.

Andererseits kehrt die kapillare Schalenstruktur der *A. capillata* bei den *Athyrellen* nicht wieder; das Pseudodeltidium internum fehlt hingegen bei *A. capillata*, und auch im äußeren Aussehen gleicht die letztere Art sehr der *Athyris Roysii* WAAGEN.

Eine mäßige Verdickung der Schale unterhalb des Schnabels und die hierdurch auf dem Steinkern hervorgerufene geringe Einschnürung ließ sich zum Teil auch bei *Athyris Roysii* WAAGEN beobachten, von welcher Art mir ein reichhaltiges Material des Breslauer Museums und meiner eigenen Aufsammlungen in Süddalmatien (Oberkarbon) vorliegt.

Einige Steinkernexemplare der *Athyris Roysii* tragen daher ebenfalls Merkmale, deren Weiterentwicklung und besonderes Hervortreten zu den bei *Athyrella* beschriebenen Erscheinungen führen würde.

Die Hauptmasse der *A. capillata* und *A. Roysii* findet sich im mittleren *Productuskalk* der Salt Range (Zone des *Xenodiscus carbonarius*).

Die *Athyrellen* haben ihre Hauptentwicklungszeit im mittleren und besonders auch im oberen *Productuskalk* gehabt, wo *A. subexpansa*, *A. Roysii* und *A. capillata* nur noch sporadisch vorkommen.

Angehörige des subgenus *Athyrella* sind bislang nur aus der Dyas von Indien und China bekannt.

Bei der äußerlich ähnlichen *Athyris protea* ABICH aus der Dyas von Hocharmenien ist der innere Schalenbau sowohl von *Athyris*, wie von *Athyrella* verschieden, so daß es sich auch hier um eine neue Gattung oder Untergattung handeln dürfte.

Eine äußere Formenähnlichkeit mit manchen *Athyrellen* besitzt, wie schon erwähnt, auch (?) *Waldheimia cerasulum* ZITTEL (Mittellias) oder vielmehr deren Varietäten, doch dürfte die Konvergenz sich lediglich auf die Schalenform und nicht auf die innere Organisation erstrecken.

(?) *Waldheimia cerasulum* ZITTEL ist wohl ebenfalls der Typus einer neuen Gattung, doch läßt sich diese Frage ohne genauere Kenntnis des inneren Baues nicht beantworten.

***Athyrella Derbyi* WAAGEN var. *Roxanae* RENZ (nov. var.).**

Taf. XVI, Fig. 1, 2 u. 3.

Als *Athyrella Derbyi* bezeichnet WAAGEN diejenigen Formen, bei denen die Höhe und Breite der Schale annähernd gleich bleibt (als *Athyrella fusiformis* die hohen schmalen Formen usw.).

Unter dem großen vorliegenden Material ist es möglich, alle diese Typen in größerer Zahl nachzuweisen.

Daneben kommen auch einzelne aberrante Formen vor, wie das auf Taf. XVI, Fig. 1, 2 u. 3 abgebildete Exemplar. Diese Varietät entfernt sich durch die sehr scharfe Ausprägung und tiefe Einsenkung des Sinus schon erheblich von der Grundform der *Athyrella Derbyi*.

Die Höhe der Schale beträgt 21 mm, die Breite 23 mm und die Dicke 14 mm.

Die eine vorliegende aberrante Form geht zweifellos über die Variationsbreite von *Athyrella Derbyi* hinaus. Angesichts der Zahlenverhältnisse des vorliegenden Materials¹⁾ liegt ein Fall von individueller Variation vor; die Unterschiede haben sich jedoch noch nicht zu einer konstanten Art verfestigt.

Hinsichtlich der äußeren Formenähnlichkeit finden sich Konvergenzformen noch bei mehreren bekannten Gattungen.

Vorkommen der *Athyrella Derbyi* WAAGEN var. *Roxanae* RENZ: im obersten *Productuskalk* von Warcha im indischen Salzgebirge. Breslauer Universitäts-Museum.

***Athyrella grandis* DAVIDSON var. *protetsimilis* RENZ (nov. var.).**

Taf. XVII, Fig. 8, 9, 10 u. 11.

Die neue Varietät bildet, wie schon ihr Name andeutet, hinsichtlich ihrer Schalengestalt eine Zwischenform zwischen

¹⁾ Ein Stück der Varietät gegenüber dem Massenvorkommen der übrigen *Athyrellen*.

den Typen der *Athyrella grandis* DAVIDSON und der Gruppe der *Athyris protea* ABICH aus der Dyas von Djulfa in Hocharmenien. Es ist unter den ungezählten Stücken der *Athyrella grandis* das einzige Exemplar, das auch auf der Dorsalklappe eine ausgeprägte mediane Einsenkung (Mediansinus) aufweist, die dem scharfen Sinus der großen Klappe gegenüberliegt. In diesem Merkmal zeigt die Varietät besondere Ähnlichkeit mit *Athyris Abichi* (FRECH und ARTHABER: Über das Palaeozoikum in Hocharmenien und Persien. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients 1900, Bd. XII, Taf. 22, Fig. 11). — Sonst lassen sich aber bei der neuen Varietät keine weiteren Unterschiede gegenüber *Athyrella grandis* feststellen, namentlich ist auch die Einkrümmung des Schnabels und die gleichmäßige Schalenstruktur vollständig übereinstimmend.

Die Schalen-Konvergenz mit Angehörigen der Gruppe der *Athyris protea* bezieht sich daher lediglich auf die äußere Formenähnlichkeit, die innere Organisation der vorliegenden neuen Varietät von *Athyrella grandis* und der *Athyris protea* ist, wie bereits oben erwähnt, gänzlich verschieden.

Vorkommen der *Athyrella grandis* DAV. var. *proteisimilis* RENZ: im obersten *Productuskalk* von Warcha im indischen Salzgebirge. Sammlung des Geologischen Instituts der Universität Breslau.

Gattung *Strophalosia* KING.

Untergattung *Aulosteges* HELMERSEN.

Aulosteges Wangenheimi VERNEUIL.

Taf. XVIII, Fig. 1, 2, 3, 4 u. 5.

1845. *Orthis Wangenheimi* VERNEUIL: Paléont. de la Russie S. 194. T. 11, F. 5.

1853. *Aulosteges Wangenheimi* DAVIDSON: Brit. foss. *Brachiopoda* I, S. 116. T. 9, F. 212—216.

1862. *Aulosteges Dalhousi* DAVIDSON: Quart. Journ. Geol. Soc. London Vol. 18, S. 33. T. 2, F. 7.

1863. *Aulosteges Dalhousi* KONINCK: Foss. paléoz. de l'Inde S. 41. T. 12, F. 7.

1885. *Aulosteges Wangenheimi* TSCHERNYSCHEW: Der permische Kalkstein im Gouvernement Kostroma, St. Petersburg 1885, S. 32. T. 18, F. 39.

1887. *Aulosteges Dalhousi* WAAGEN: Salt Range Fossils Vol. I, *Eroductus* limestone fossils, Calcutta 1887, S. 662. T. 63, F. 1.

1894. *Aulosteges Wangenheimi* NETSCHAJEW: Fauna der perm. Ablagerungen des östl. Teils des europ. Rußlands.

1892. *Aulosteges Wangenheimi* HALL¹⁾: *Brachiopoda* I, S. 319. T. XVII, F. 47—49.

Der Vergleich von mehreren gut erhaltenen Exemplaren²⁾ der Untergattung *Aulosteges* aus dem mittleren *Productuskalk* des indischen Salzgebirges (Zone des *Xenodiscus carbonarius*), die WAAGEN unter dem Namen *Aulosteges Dalhousi* beschreibt, mit Exemplaren von *Aulosteges Wangenheimi* VERNEUIL aus dem russischen Perm (von verschiedenen Fundpunkten) zeigte, daß sich die indischen und die russischen Formen äußerst nahestehen. Es scheint, daß die dem indischen Meere entstammenden Stücke im allgemeinen größer sind, als die des borealen Binnenmeeres. Der Unterschied ist nicht größer als der, der bei heute lebenden Arten der Nord- und Ostsee zu beobachten ist.

Zwei kleinere, wohl junge indische Exemplare stimmen übrigens vollständig mit den russischen überein. WAAGEN bemerkt³⁾ indessen selbst, daß *Aulosteges Dalhousi* WAAGEN und *Aulosteges Wangenheimi* VERNEUIL eventuell nur geographische Varietäten sind; es war ihm bei dem schlechten Material, das er zur Verfügung hatte, jedoch nicht möglich, diese Frage weiter zu entscheiden.

Wollte man gerade bei dieser Gruppe jede Nuance durch die Namensgebung zum Ausdruck bringen, so müßte ich für jeden *Aulosteges*, der mir bisher durch die Hände gegangen ist, eine besondere Art oder Varietät aufstellen. Es dürfte sich daher empfehlen, bei dieser Gattung oder vielmehr Untergattung mit ihren rauhen, unregelmäßig gebauten Schalen die Variationsbreite etwas weiter auszudehnen.

Auch F. FRECH führte bereits an, daß namentlich die Ausbildung der hohen Area von *Aulosteges* mannigfachen Schwankungen unterliegt. Bei *Aulosteges Wangenheimi* ist besonders die Arealhöhe, aber auch ihre Biegung, bezw. die Umbiegung der Wirbelspitze sehr veränderlich, so daß diesem Merkmal kaum ein Trennungswert für die Systematik zugeschrieben werden kann. F. FRECH bildet (China V, Taf. 20, Fig. 5a—c) 3 Querschnitte von verschiedenen Exemplaren des *Aulosteges Wangenheimi* ab, bei denen die Höhe der Area stark variiert.

¹⁾ Die Abbildung 49 von HALL ist eine Kopie nach DAVIDSON.

²⁾ Die vorliegenden Stücke sind weitaus besser erhalten, als die von KONINCK und WAAGEN beschriebenen und abgebildeten Originale.

³⁾ WAAGEN: Salt Range Fossils. Band I. *Productus* limestone Fossils. *Palaeontologia indica* S. 663.

Die mir vorliegenden Stücke dieser seltenen, für die Dyas charakteristischen Brachiopoden entstammen dem mittleren *Productuskalk* (Zone des *Xenodiscus carbonarius*) von Virgal, Kopariwalli, Chideru und Jabi.

Aulosteges Medicottianus WAAGEN.

Salt Range Fossils. Vol. I, S. 663. Taf. 62, Fig. 1—4,
und

Aulosteges gigas NETSCHAJEW¹⁾.

Fauna der perm. Ablagerungen des östlichen Rußlands, 1894, S. 155. Taf. 3, Fig. 1—3.

Aulosteges Medicottianus WAAGEN und *Aulosteges gigas* NETSCHAJEW zeigen zwar ebenfalls große Ähnlichkeit; es konnten jedoch folgende Verschiedenheiten zwischen einem sehr schön erhaltenen Exemplar des *Aulosteges gigas* NETSCHAJEW aus dem russischen Zechstein von Gorodischtsche (Breslauer Museum) und den WAAGENSchen Abbildungen des *Aulosteges Medicottianus*²⁾ festgestellt werden. *Aulosteges gigas* NETSCHAJEW besitzt eine höhere, etwas gekrümmte Area. Ob die bei *Aulosteges gigas* beobachtete Teilung in einen vertikal und horizontal gestreiften Abschnitt auch bei der älteren, nahe verwandten Form wiederkehrt, konnte wegen der ungünstigen Erhaltung dieser letzteren nicht festgestellt werden. Ferner hat *Aulosteges gigas* NETSCHAJEW in der Brachialklappe ein längeres Septum als *Aulosteges Medicottianus* WAAGEN.

Die für die Dyas bezeichnende Gattung *Aulosteges* ist im dyadischen Weltmeer (Salt Range) zu Hause und besitzt dort einen älteren und einen jüngeren Vertreter. Von dem ersteren (*Aulosteges Medicottianus*) ist ein Nachkomme im russischen Zechstein vorhanden (*Aulosteges gigas*). Die jüngere Form (*Aulosteges Wangenheimi*) kommt gleichzeitig im Ozean und im Binnenmeer vor. Sie erreicht im ersteren bedeutendere Dimensionen, im letzteren größere Häufigkeit.

Zum Schlusse dieser Abhandlung ist es mir eine angenehme Pflicht, noch denjenigen Herren zu danken, die ihre Ausführung gefördert haben. Ich danke Herrn F. FRECH in Breslau für

¹⁾ Nach F. FRECH sind zwischen *Aulosteges gigas* NETSCHAJEW und *Aulosteges poyangensis* KAYSER nur Varietätenunterschiede vorhanden (*Aulosteges poyangensis* KAYSER var. *gigas* NETSCHAJEW).

²⁾ WAAGEN: Salt Range Fossils. Band I, *Productus* limestone Fossils. Palaeontologia indica, Taf. 62, Fig. 1—4.

die Überlassung des hier beschriebenen indischen Materials aus den Sammlungen des Breslauer Museums, sowie für seine wertvollen Ratschläge, Herrn L. MILCH in Greifswald für die gütige Bestimmung der Eruptivgesteine, Herrn DYHRENFURTH in Breslau für die freundliche Unterstützung bei der Bearbeitung meiner karbonischen Foraminiferen und Herrn L. v. LOCZY in Budapest für Übersendung von Vergleichsmaterial.

Manuskript eingegangen am 5. Juni 1912.]

Rechnungsabschluß

der Deutschen Geologischen Gesellschaft (E. V.) zu Berlin, für das Jahr 1911.

Einnahmen		Ausgaben	
I. Mitgliederbeiträge	12855,91 M.	I. Druckkosten	12883,55 M.
II. Druckschriftenverkauf	1669,10 -	II. Bibliothek	790,90 -
III. Zinsen	387,25 -	III. Verwaltung	—
IV. Sonstige Einnahmen	908,00 -	1. Gehälter	1225,00 -
1. Kassenbestand beim Schatzmeister am 1. I. 1911	2065,05 -	2. Hauptversammlung	—
2. Barbestand bei der Deutschen Bank am 1. I. 1911	661,87 -	3. Versendung der Druckschriften	1472,05 -
		4. Bureauunkosten	669,19 -
		IV. Sonstige Ausgaben	—
		1. Gekaufte Effekten	38,70 -
		2. Verschiedenes	—
		3. Saldo Kassenbestand des Schatzmeisters am 1. I. 1912	1964,47 -
		4. Guthaben bei der Deutschen Bank am 1. I. 1912	63,32 -
	Summe 18547,18 M.		Summe 18547,18 M.

Vermögensstand am 1. I. 1912.

I. Kassenbestand	1964,67 M.
II. Bankguthaben	63,32 -
III. Effektenbestand nach der vorigen Rechnung	9300,00 -
IV. Gekaufte Effekten	—
Vermögen am 1. I. 1912	11327,99 M.

Zugänge der Bibliothek im Jahre 1912.

Für die Bibliothek sind im Jahre 1912 im Austausch und als Geschenke eingegangen:

A. Zeitschriften.¹⁾

In dieser Liste ist wie bei den Zitaten der Aufsätze die Folge, Reihe oder Serie durch eingeklammerte arabische Zahl, (2), der Band bis 30 durch römische Zahl, II, über 30 durch halbfette arabische Zahl, 53, das Heft durch nicht eingeklammerte arabische Zahl, 2, bezeichnet.

Agram (Zagreb). Kroatischer Naturforscher-Verein. Societas historico-naturalis Croatica: Glasnik 0.

Albany. University of the State of New York. Annual Report 0. Bulletin 0.

Amsterdam. Rijksopsporing van Delfstoffen. Jaarverslag 1907—1911.

Augsburg. Naturwissenschaftlicher Verein für Schwaben und Neuburg (a. V.). Berichte 0.

Baltimore. Maryland Geological Survey IX, 1911.

— Report of the Conservation Commission of Maryland 0. Lower Cretaceous. — Prince Georges County mit Atlas.

Bamberg. Naturforschende Gesellschaft. 0.

Basel. Naturforschende Gesellschaft. Verhandlungen XXII, 1911.

Bayreuth. Naturwissenschaftliche Gesellschaft. I. Bericht für die Zeit von der Gründung bis Herbst 1911.

Belgrad. Geol. Inst. der Kgl. Serbischen Universität. Annales 0.

Berkeley. University of California Publications. Bulletin 0.

— Biennial Report of the President of the University 0.

Berlin. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt. Abhandlungen: Neue Folge, Heft 55. POTONIÉ: Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. Beiträge zur geologischen Erforschung der deutschen Schutzgebiete. — Heft 3. CLOOS:

¹⁾ Die Liste enthält sämtliche im Austausch eingehenden Zeitschriften, auch diejenigen, von denen die Tauschexemplare im laufenden Jahre noch nicht eingegangen sind (mit 0 bezeichnet).

- Geologie des Erongo im Hereroland. Mit einer Karte. Archiv für Lagerstätten-Forschung und Lagerstätten-Karten. — Heft 7. ZELENY: Das Unterdevon im Bensberger Erzdistrikte und seine Beziehungen zu den Blei-Zinkerzgängen. — Heft 12. STAHL: Die Verbreitung der Kaolinlagerstätten in Deutschland.
- Berlin. Jahrbuch XXIX, Teil II, H. 3 (1908); 32, Teil II, H. 1 u. 2 (1911).
- Brandenburgische Provinzialkommission für Naturdenkmalpflege. Mitteilungen 1912, Nr. 6.
- Königl. Geol. Landesanstalt und Bergakademie. Katalog der Bibliothek. Neuerwerbungen vom 1. IV. 1911 bis 1. IV. 1912.
- Zeitschrift f. Berg-, Hütten- u. Salinen-Wesen im preußischen Staate 59, 1911, H. 5; 60, 1912, H. 1—3; Stat. H. 1 u. 3.
- Königl. Akademie der Wissenschaften. Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse 1911, 39—53; 1912, 1—38.
- Naturwissenschaftlicher Verein für Neuvorpommern und Rügen in Greifswald. Mitteilungen 0.
- Bern. Naturforschende Gesellschaft. Mitteilungen, 1911.
- Neue Denkschriften. 0.
- Schweizerische Naturforschende Gesellschaft für die gesamten Naturwissenschaften. Verhandlungen 94, Bd. I u. II.
- Bielefeld. Naturwissenschaftlicher Verein Bielefeld und Umgegend. Berichte über die Jahre 1909 u. 1910.
- Bonn. Naturhistorischer Verein der preußischen Rheinlande und Westfalens. Verhandlungen 68, 1912, 1 u. 2.
- Niederrheinische Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Sitzungsberichte 1911, 1 u. 2.
- Bordeaux. Société Linnéenne de Bordeaux. Actes 64 u. 65 (1910 u. 1911).
- Boston. Society of natural history. Proceedings 34, Nr. 9—12. — Occasional Papers 0. — Memoirs vol. VII, 1912.
- Bremen. Naturwissenschaftlicher Verein. Abhandlungen XXI, 1.
- Breslau. Schlesische Gesellschaft für vaterländische Kultur: Jahresbericht 1910, 1911 (88 u. 89).
- Brünn. Naturforschender Verein. Verhandlungen 49, 1910.
- Bericht der meteorolog. Kommission 0.
- Ergebnisse der phänologischen Beobachtungen aus Mähren und Schlesien im Jahre 1906.
- Brüssel. Société Belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie. Procès-Verbal 0. — Bulletins XXV, 3 u. 4. — Nouveaux mémoires 0.

- Brüssel. Académie royale des sciences. Bulletin 1911, 9—12; 1912, 1—7. Annuaire 78, 1912.
- Société royale malacologique de Belgique. Annales 46, 1911.
- Bucaresti. Institutului Geologic al Romaniei. Anuarul IV, 1—a und 2—a 1910; Comptes-Rendus des séances Tom. II.
- Budapest. Ungarische Geologische Gesellschaft: Földtany Közlöny 41, 1911, 9—12; 42, 1912, 1—8.
- Kgl. Ungarische Geologische Anstalt. Mitt. a. d. Jahrb. XVI, 5, 6; XVIII, 3—4; XIX, 2—5; XX, 1.
- — Jahresberichte f. 1909.
- — Publikationen 0.
- Természet (Nature). Revue hongroise illustrée pour la propagation des sciences naturelles. I, 2—5, 8.
- Buenos Aires. Museo nacional. Anales 1911/12, XV.
- Minist. de Agricultura-Republica Argentina. Anales V, 4; VI, 1.
- Boletín de la Academia nacional de ciencias en Cordoba 0.
- Bulawayo. Rhodesia scientific Association. Annual Report 0; Proceedings X, 1910; XI, 1911, 1—3.
- Caen. Société Linnéenne de Normandie. Mémoires XXIV, 1911, 1. Bulletin (6) 1908/09, 3.
- Calcutta. Geological survey of India. Memoirs 0. — Memoirs. Palaeontologia Indica, 0. — Records 41, 1—2, 1911; 42, 2, 1912. — Prof. Paper, 12 u. 13.
- Capetown. Cape of Good Hope, department of agriculture, geolog. Commission. Annals South African Museum VII, 4. — Annual Report of the geolog. Commission 1910 (1911).
- Cherbourg. Mémoires de la Société nationale des sciences naturelles et mathématiques de Cherbourg 37, 1908/10, VII; 38, 1911/12, VIII.
- Chicago. Field Museum of Natural History. Report ser. III, 9. — John Crerar Library. Annual Report 1911.
- Christiania. Videnskabs Selskab. Förhandlingar 1911. — Skrifter 1911.
- Archiv for Mathematik og Naturvidenskab 0.
- Chur. Naturforschende Gesellschaft des Cantons Graubünden. Jahresbericht 53, 1910/11 u. 1911/12.
- Colmar. Naturhistorische Gesellschaft. Mitteilungen X, 1909 u. 1910; XI, 1911 u. 1912; Bibliothekskatalog, Ausgabe 3, 1910.
- Colorado. Colorado College. General Series 0. — Bulletin 0.
- Danzig. Naturforschende Gesellschaft. Schriften XII, 3, 4. — Bibliothekskatalog, Heft 2, 1908: C. Meteorologie, D. Physik.

- Darmstadt. Verein für Erdkunde. Notizblatt 0.
 — Großh. Hessische Geologische Landesanstalt. Abhandlungen 0.
 Des Moines. Iowa Geological Survey. Annual Report 0.
 Dijon. Académie des Sciences.
 — Memoires 0.
 Dorpat. Naturforscher-Gesellschaft. Sitzungsberichte XX, 3, 4, 1911. Schriften X, 1902 u. XI, 1902.
 Dresden. Naturwissenschaftliche Gesellschaft Isis. Sitzungsberichte u. Abhandlungen 1911, Juli—Dezember; 1912, Januar—Juni.
 Dublin. Royal Irish academy. Proceedings XXIX, 7—9; XXX, 1, 2, 31, 11, 12, 16—20, 26—31, 40, 41, 43, 44, 46, 53, 56—60, 63; Index 1786—1906.
 — Royal Dublin Society Scientific. Proceedings XIII, 1912, 12—23. — The Economic Proceedings 0.
 — Scientific Transactions 0.
 Edinburg. Royal physical society. Proceedings XVIII, 1911 bis 1912, 4.
 — Royal society. Transactions 48, 1, 2, 1911/12. — Proceedings 31, 1910/11, 5, 32, 1911/12, 1—4.
 — Geological Society. Transaction X, 1, 1911.
 — Geological Survey of Scotland. Memoire 0.
 Essen. Verein für die bergbaulichen Interessen im Oberbergamts-Bezirk Dortmund. Jahresbericht für 1911.
 Florenz. Biblioteca nazionale centrale. Bollettino delle pubblicazioni Italiane 1911, 132. — Indice alfabet. 1911, 1912, 133—144.
 Frankfurt a. M. Senckenbergische Gesellschaft. Abhandlungen 29, 4; 33, 4; 34, 1—2. — Berichte 42, 1911, 1—4.
 Freiberg i. S. Freiburger Geologische Gesellschaft. Jahresbericht IV, 1911; V, 1912.
 Freiburg (Baden). Naturforschende Gesellschaft. Berichte XIX, 1911, 2. — Referate aus den fachwissenschaftlichen Sitzungen (medizin. Abt.) 1910.
 Fribourg. Société Helvétique des Sciences naturelles. Mémoires 0. — Bulletin XIX, 1910/11.
 Genf. Société de physique et d'histoire naturelle. Mémoires 37, 3, 1912; Compte rendu des séances XXVIII, 1911.
 — Société Helvétique des Sciences naturelles 0.
 Gera. Gesellschaft d. Freunde d. Naturwissenschaft. Jahresberichte 0.
 Gießen. Oberhessische Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Medizin. Abt. 6. Naturw. Abt. 4.

- Gotha. PETERMANNs Mitteilungen 56, 1910, 2—6; 57, 1911.
- Görlitz. Naturforschende Gesellschaft. Abhandlungen 0.
- Greifswald. Siehe Berlin.
- Geographische Gesellschaft. Jahresberichte 0.
- Groningen. Mineralog.-Geolog. Institut der Reichsuniversität. Mitteilungen II.
- Güstrow. Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg. Archiv 65, 1911, 1, 2.
- Grenoble. Laboratoire de Géologie de la Faculté des sciences de l'université. Travaux IX, 1910/11, 2, 3.
- Haarlem. Musée Teyler. Archives 0.
- Halifax. Nova Scotian Institute of Science. Proceedings and Transactions XII, 3, 1908/09, XIII, 1, 1910/11, 2, 1911/12.
- Halle a. d. S. Kaiserl. Leopold. Karolinische Deutsche Akademie der Naturforscher. Abhandlungen 94, 95, 1911.
- siehe Stuttgart.
- Hamburg. Naturwissenschaftlicher Verein. Verhandlungen 0.
- Abhandlungen 0.
- Hannover. Naturhistorische Gesellschaft. Jahresberichte 0.
- Heidelberg. Naturhistorisch-medizinischer Verein. Verhandlungen XI, 3, 4; XII, 1.
- Helsingfors. Bulletin Société de Géographie de Finlande. Fennia 0.
- Commission géologique de Finlande. Bulletin XXIV, 1910, XXV—XXX, 1911.
- Hermannstadt. Siebenbürgischer Verein für Naturwissenschaft. Verhandlungen und Mitteilungen 61, 1911, 1—3.
- Houghton, Mich. Michigan college of mines. Yearbook 0.
- Graduates 0.
- Indianapolis. Indiana Academy of Science. Proceedings 0.
- Irkutsk. Ost-Sibirische Abteilung der Kaiserl. Russisch. Geographischen Gesellschaft. Berichte 42, 1911. — Jahrbücher V, 1911.
- Rock Island, Illinois. Publication 7: 0.
- Jassi. L'Université. Annales Scientifiques VII, 2, 3, 1912.
- Karlsruhe. Naturwissenschaftlicher Verein. Verhandlungen XXIV, 1910/11.
- Kiel. Naturwissenschaftlicher Verein für Schleswig-Holstein. Schriften XV, 1911, 1.
- Verein zur Pflege der Natur- und Landeskunde in Schleswig-Holstein, Hamburg, Lübeck und dem Fürstentum Lübeck. Monatsschriften XXII, 1912, 1 u. 3.

- Klagenfurt. Naturhistorisches Landesmuseum für Kärnten. Mitteilungen 101, 5, 6; 102, 1—3.
- Königsberg i. Pr. Physikalisch-ökonomische Gesellschaft. Schriften 52, 1911; Generalregister 1885—1909 (XXVI bis 50).
- Kopenhagen. Meddelelser fra Dansk geologisk forening IV, 1912, 1.
- Meddelelser om Grönland XXX, 2; 36; 38; 46; 48; 49.
- Danmarks geologiske Undersögelse O.
- Krakau. Akademie der Wissenschaften, mathemat.-naturwissenschaftl. Klasse. Anzeiger 1911, A: 10; B: 9—10. 1912, A: 1—8; B: 1—7.
- Katalog literat. Nankowej Polskiej O.
- La Haye. Société Hollandaise des sciences exactes et naturelles. Archives Néerlandaises IIIA, I, 3, 4; II; IIIB, I, 3, 4.
- La Plata. Dirección General de Estadística de la Provincia Buenos Aires. Boletín Mensual XII, 130—141.
- Museo de la Plata. Revista O.
- Lausanne. Société Vaudoise des sciences naturelles. Bulletin 48, 175—176.
- Lawrence. University of Kansas. Bulletin V, 12—21; VI, 1.
- Leipzig. Jahrbuch der Astronomie und Geophysik XXII, 1911.
- Verein für Erdkunde. Mitteilungen 1911. Wissenschaftliche Veröffentlichungen O.
- Der Geologe O.
- Deutsche Geologische Gesellschaft und Geologische Vereinigung: Berichte über die Fortschritte der Geologie O.
- Le Puy. Société d'agriculture. Bulletin O.
- Lille. Société géologique du Nord. Annales 39, 1910; 40, 1911.
- Mémoires VI, 2, 3; VII, 1.
- Lima. Sociedad Geográfica de Lima. Boletín XXVI. Índice del Boletín, Tomos I—XI.
- Lissabon (Lisboa). Comissão do Serviço geológico de Portugal. Comunicações O.
- Société Portugaise de Sciences Naturelles. Bulletin O.
- Liverpool. Geological Society. Proceedings XI, 1910/11, 2.
- London. Geological society. Quarterly Journal 67, 1911, 4; 68, 1912, 1—3. — Abstracts of the Proceedings 1911/12, 916—931. — Geological Literature O. List of the Society, March 17th, 1911.
- Geological Magazine IX, 1912, 1—12.
- British Museum (Natural History). Guide to the exhibition of Animals, Plants and Minerals, mentioned in the Bible.

- London. Memoirs of the Geological Survey. England and Wales. The Water supply of Survey 1911/12.
- Memoirs of the Geological Survey. Summary of Progress of the Geological Survey of Great Britain and the Museum of Practical Geology 1910/11. Guide to the Collection of Gemstones.
- Memoirs of the Geological Survey of Great Britain. Palaeontology I, 2, 3.
- Lund. Universität. Afdelningen 7, 1911.
- L ttich (Li ge). Société géologique. Annale, 38, 4; 39, 1—3; Mémoires 0.
- Société royale des sciences. Mémoires IX, 1912, 3.
- Luxemburg. Société des Sciences naturelles. Archives trimestrielles 0.
- Société des Naturalistes luxembourgeois. Monatsberichte III, 1909; IV, 1910.
- Lyon. Académie des sciences belles-lettres et arts. Mémoires XII, 1912.
- Madison. Wisconsin Geological and Natural History Survey. Bulletin XXIII, 14; XXIV, 1.
- Wisconsin Academy of sciences. Transactions 0.
- Magdeburg. Museum für Natur- und Heimatkunde. Abhandlungen und Berichte II, 2, 3.
- Naturwissenschaftlicher Verein. Jahresberichte u. Abhandlungen 0.
- Mailand (Milano). Société italiana di scienze naturali. Atti 50, 4; 51, 1—2.
- Manila. The Mineral Resources of the Philippine Islands. With a Statement of the Production of Commercial Mineral Products during the Year 0.
- Melbourne. Geological Survey of Victoria. Bulletins XXVI, XXVII, 1912. — Memoirs X, XII.
- Annual Report of the Secretary of mines and Water Supply 1911.
- Royal Society of Victoria. Proceedings, N. S. XIV, 2; XV, 1.
- Mexico. Instituto geologico. Boletin 0. — Parergones III, 9, 10.
- Sociedad Geol gia Mexicana. Boletin 1910, VII, 2.
- Michigan. Academy of Science. Report 13, 1911.
- Montevideo. Museo nacional. Annales 0.
- Moskau. Kaiserl. naturforschende Gesellschaft (Société Impériale des naturalistes). Bulletin 1910, 4; 1911, 1—3. — Nouveaux Mémoires 0.

- Moskau. Geologische Untersuchungen über die Phosphoritlagerstätten. Redigiert von Prof. J. SAMOJLOFF, III.
- München. Kgl. Bayerische Akademie der Wissenschaften, math.-physik. Klasse. Sitzungsberichte 1911, 1—3; 1912, 1. — Abhandlungen XXV, 6—8; Beiträge zur Naturgeschichte Ostasiens, 2. Suppl.-Bd., 5.—7. Abh.
- Kgl. Bayr. Oberbergamt. Geognostische Jahreshefte XXIV, 1911.
- Nantes. Société des sciences naturelles de l'Ouest de la France. Bulletin (3), I, 1—4.
- Neuchatel. Société Neuchateloise des Sciences naturelles. Bulletin 38, 1910/11.
- New Haven. The American journal of science 33, 193—198; 34, 199—203.
- Connecticut Academy of Arts and Sciences. Memoirs 0.
- New York. American museum of natural history. Annual report 1911. — Bulletin XXX. — Memoirs 0.
- Library. Academy of sciences. Annals XXI, 1911, 87—117, 119—156, 157—175, 185—263; XXII, 1912, 1—8, 9—112, 113—133, 135—160.
- Geological Society of America. Bulletin XXII, 1911, 4; XXIII, 1912, 1—3.
- New Zealand. Geological Survey Departement of Mines. Bulletin 0.
- Novo Alexandria. Annuaire géologique et minéralogique de la Russie X, 10; XIII, 5—7; XIV, 1—6.
- Nürnberg. Naturhistorische Gesellschaft. Abhandlungen XVIII, 2 (Schluß); XIX, 1—3. Mitteilungen 1908, 2—5; 1909, 1.
- Offenbach. Verein für Naturkunde. 51.—53. Bericht vom 2. Mai 1909 bis 4. Mai 1912.
- Ohio. Geological Survey. Bulletin 0.
- Ottawa. Geological and natural history survey. — Proceedings and Transactions 1911 (3), 5.
- Geological Survey Branch Memoir, Nr. 13, 21, 24—E, 27. Report West-Territories 0; Summary Report 1911.
- Paris. Société géologique de France. Bulletin (4), X, 1910, 7—8; XI, 1911, 1—2.
- Société de Géographie. Bulletin „La Géographie“ XXIII, 5—6; XXIV, 1—6; XXV, 1—6; XXVI, 1.
- Annales des mines XX, 11—12; (11), 1912, I, 1—11.
- Spelunca. Société de Spéléologie. Bulletin et Mémoires VIII, 65—69.
- École Française d'Athènes. Exploration archéologique de Délos. Description physique de l'île de Délos, I.

- Passau. Naturwissenschaftlicher Verein. Jahresberichte XXI, 1908—1911.
- Perth. Geological Survey. Western Australia. Bulletin 0. — Annual Progress Report 1911.
- Philadelphia. Academy of natural science. Proceedings 63, 1911, 3; 64, 1912, 1—2.
— Journal (2), XIV, 1912, 4.
- Portland (Maine). Portland Society of natural history. Proceedings 0.
- Prag. K. böhmische Gesellschaft der Wissenschaften. Sitzungsberichte 1911. — Jahresbericht 1911.
— Lese- u. Redehalle der Deutschen Studenten. Berichte 63, 1911.
— Deutscher naturwissenschaftl.-mediz. Verein für Böhmen „Lotos“. Zeitschrift 0.
- Preßburg. Verein für Natur- und Heilkunde. Verhandlungen 0.
- Regensburg. Naturwissenschaftlicher Verein. Berichte XIII, 1910 u. 1911.
- Rennes. Société scientifique et médicale de l'Ouest. Bulletin XX, 1911, 1—4; XXI, 1912, 1.
- Rochester. Geological Society of America. Bulletin 0. — Academie of Science. Proceedings IV, 233—241; V, 1—38.
- Rom. Accademia Reale dei Lincei. Rendiconti dell' adunanza Solenne 1912, II. — Atti XX, 1911, 2. sem., 11—12; XXI, 1. sem., 1—3, 5—12; 2. sem., 1—9.
— Comitato R. geologico d' Italia. Bollettino 42, 1911, 3—4; 43, 1912, 1.
— Società geologica Italiana. Bollettino XXX, 1911, 3—4; 31, 1912, 1—2.
— Ufficio geologico. Memorie descrittive della Carta geologica d' Italia. Vol. 15.
- San Francisco. California Academy of sciences. Proceedings I, 289—430; III, 73—186.
- St. Etienne. Société de l'industrie minérale. Bulletin (5), I, 1—11. Annuaire 1912/13.
- St. Gallen. Naturwissenschaftl. Gesellschaft. Jahrbuch 1911.
- St. Louis. Academy of science. Transactions 0.
- St. Petersburg. Académie Impériale des sciences. Bulletin (6), 1911, 18; 1912, 1—16. Mémoires 0.
— Russische Kaiserliche Mineralogische Gesellschaft. Verhandlungen 48, 2, 1912. Materialien zur Geologie XXV.
— Société Impér. des naturalistes. Comptes rendus 0.

- St. Petersburg. Comité géologique. Mémoires, N. Sér. 58, 61, 63—65, 67, 69, 71, 73, 75, 78, 81. Bulletin XXX, 1911, 1—10; 31, 1912, 1—2.
- Cabinet géologique de Sa Majesté. Travaux 0.
- Musée Géologique Pierre le Grand près l'Académie Impériale des Sciences. Travaux V, 1911, 2—4; VI, 1912, 1—3.
- Exploration géologiques dans les régions aurifères de la Sibérie: 0.
- São Paulo. Sociedade Scientifique. Revista 0.
- Sofia. De l'Université de Sofia Annuaire VI, 1909/10. Faculté historico-philologique.
- South Bethlehem, Pa. Economic Geology VI, 7—8; VII, 1912, 1—6.
- Springfield, Illinois. Geological Survey of Illinois State Bureau of Labor Statistics of Illinois. Biennial Report XXX. Ending sept. 30, 1911.
- State Museum of Natural History. Report 1909/10.
- Stockholm. Konigl. Svenska Vetenskaps Akademiens Handlingar 47, 1911, 2—11; 48, 1—2, 4—7. — Arkiv för Zoologi VII, 2—3; Arkiv för Botanik XI, 1—3; Arkiv för Mineralogi och Geologi 3—4; Arkiv för Matematik VII, 3—4; Kemi usw. 0. — Årsbok 0.
- Geolog. föreningen. Förhandlingar 33, 1911, 7; 34, 1912, 1—6.
- Les prix Nobel 0.
- Meddelanden från K. Svenska Vetenskaps Akademiens Nobelinstitut II, 2.
- Accessions-Katalog XXIV—XXV, 1909—1910, senare Hälften; Tioars-Register 1896—1905.
- Sveriges Geol. Undersökning: Afhandlingar och uppsatser C. 237, 229; Ca. 4, 5, 7.
- Stuttgart. Verein für vaterländische Naturkunde in Württemberg. Jahresheft 68, 1912, u. 2 Beilagen.
- (früher Halle). Zeitschrift für die gesamten Naturwissenschaften 0.
- Sydney. Department of mines. Annual report 0.
- Geological Survey of New South Wales (Ressort. v. Department of mines and agriculture):
1. Memoirs.

a) Geology	}	0.
b) Palaeontology		
 2. Mineral Resources 14, 15, 1911; 16, 1912.
 3. Records: 0.

Sydney. Australian Museum:

1. Report of the Trustees for the year, ended June 30th 1911.

2. Records: VIII, 3; IX, 1.

Sendai. Tôhoku Imperial University. The Science Reports I (1), 1—3; (2), 1.

Straßburg i. E. Kaiserl. Hauptstation für Erdbebenforschung, Monatl. Übersicht über die seismische Tätigkeit der Erdrinde. 1911, 2—8.

Tokyo. Earthquake Investigation Committee. Publications in foreign languages 0. — Bulletin IV, 3; VI, 1.

— Imperial university, science college. Journal XXIX, 2; XXX, 2; 32, 2—4, 6—7. — Calendar 1911/12.

— Imperial geological Survey. Memoirs 0.

Topeka (Kansas). Kansas Academy of sciences. Transaction 0.

— University Geological Survey of Kansas 0.

Toronto. Bureau of Mines, Annual report XIX, 2.

Trenton. Geological Survey of New Jersey. Annual Report 0.

Taihoku. The Bureau of Productive Industry, Government of Formosa I, 1911. (Icones Plantarum Formosanarum, nee non et Contributiones ad Floram Formosanam by B. HAYATA.)

Upsala. Geological Institution of the University. Bulletin XI. — Arskrift 0.

Urbana. Illinois State Geological Survey. Bulletin 0.

Venezia. Istituto veneto di scienze, lettere e arti. Atti 0. Memoire 0. Osservazioni Meteorologiche Geodinamiele 0.

Washington. United States Geological Survey. Bulletin 448, 466, 467, 470, 474, 478, 483—495, 497—500, 504 bis 509, 511, 512, 516, 517.

— — Monographs 52, 1911.

— — Annual Report 32, ended June 1911.

— — Mineral Resources 1910. Index of the Publications bis 1. IV. 1912.

— — Professional Paper, Nr. 69, 73—75.

— — Water Supply and Irrigations Papers 261, 269, 271, 272, 278—280, 282, 285—288.

— Smithsonian Institution. Annual Report 0. — Miscellaneous. Collections. Quart. Issue. 56, 23—28, 29—33, 35—37; 57, 6, 7, 9, 10; 58, 2; 59, 1—18, 20.

— Contributions to Knowledge (Hodgkinsfund) 0.

— Opions, rendered by the International Commission on Zoological Nomenclature 38—51.

- Washington. U. S. National Museum. Annual Report for the year ending June 1907—1911.
- Wien. Geologisches und Paläontologisches Institut der Universität Wien. Mitteilungen XXIV, 3—4; XXV, 1—3.
- K. k. Geolog. Reichsanstalt. Jahrbuch 61, 3—4, 1911; 62, 1—2, 1912. Verhandlungen 1912, 12—18; 1912, 1—10. — Abhandlungen 0.
- K. k. Naturhistorisches Hofmuseum. Annalen XXV, 3—4, XXVI, 1—2.
- Geologische Gesellschaft in Wien. Mitteilungen IV, 1911, 1—4; V, 1912, 1—2.
- Kaiserl. Akademie der Wissenschaften. Sitzungsberichte, Abt. I, 1911, 120, 7—10; 1912, 121, 1—7. Abt. IIa, 1911, 120, 7—10; 1912, 121, 1—6. Abt. IIb, 1911, 120, 5—10; 1912, 121, 1—6.
- Erdbebenkommission, Mitteilungen, N. F. 40, 41, 1911; 42—44, 1912.
- Verein der Geographen der K. k. Universität 0.
- Wiesbaden. Verein für Naturkunde. Jahrbuch 64, 1911; 65, 1912.
- Zürich. Naturforsch. Gesellschaft. Vierteljahrsschrift 56, 1911.
- Schweizerische geolog. Kommission der naturf. Ges. Beiträge zur Geologie der Schweiz, N. F. 31, Lief. 61; 32, Lief. 62; II. Ser., Lief. 36—39.

B. Einzelwerke.

Die Liste der neueingegangenen Einzelwerke und Sonderabdrucke findet sich am Schluß der einzelnen Monatsberichte (vgl. Monatsber. 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8/10, 12).

C. Karten und Kartentexte.

Europa.

Deutsches Reich.

Preußen. Geologische Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, 1 : 25 000. Herausgegeben von der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt. Mit je 1 Heft Erläuterungen zu jedem Blatte.

- Lief. 125. Blätter Warlubien, Schwetz, Sartowitz.
 - 141. Blätter Herzogenrath, Eschweiler, Düren, Aachen, Stolberg, Lendersdorf.
 - 150. Blätter Buddern, Benkheim, Kerschken.
 - 159. Blätter Stieglitz, Scharnikau, Gembitz, Kolmar.
 - 160. Blätter Teistimmen, Cabienen, Seehesten, Wartenburg, Bischofsburg.
 - 163. Blätter Unna, Menden, Hagen, Hohenlimburg, Iserlohn (Unna mit Flözkarte).
 - 165. Blätter Werben i. Pomm., Kollin, Pyritz, Prillwitz.
 - 167. Blätter Detmold, Blomberg, Horn-Sandebeck, Steinheim.

Baden. Geologische Spezialkarte, Blatt Stühlingen (144) mit Erläuterungen.

Österreich.

K. k. Geologische Reichsanstalt in Wien. Geologische Karte, Lief. 10, 1:75 000:

Nowytary-Zakopane,	Zone 8, Kol. XXII, Nr. 54, 54c
Szczawnica-Alt-Lublau,	- 8, - XXIII, - 55
Brünn,	- 9, - XV, - 76
Weyer,	- 14, - XI, - 12
Pago,	- 28, - XII, - 115

und Erläuterungen zu den Blättern Cles, Trient, Bischofslack und Idria, Weyer, Cherso und Arbe, Rovereto-Riva.

Schweiz.

Geolog. Kommission.

Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, N. F., Lief. XXVII:
 Spezialkarte Nr. 64 (Les Nappes de recouvrement des Alpes Occidentales et les territoires environnants).
 Mit 3 Profiltafeln.

Spezialkarte Nr. 65 (Geolog. Karte von Zofingen) und Nr. 68 (Carte géologique des Tours d'Ai et des régions avoisinantes).

Rußland.

Comité Géologique.

Carte géologique détaillée du bassin houiller du Donetz, feuille VI, 21, avec texte descriptif. 1:42 000.

Amerika.

Vereinigte Staaten von Nord-Amerika.

U. St. Geological Survey.

Topographic Atlas sheets.

Abingdon, Va.-Tenn., N. C.; Antelope, Cal.; Antwerp, N. Y.; Arcade, Cal.; Brighton, Cal.; Bridgeport, Cal.-Nev.; Browns Valley, Cal.; Canton, N. Y.; Canyon, Wyo.; Cataldo, Idaho-Wyo.; Conventional signs, Copper Mountain and vicinity, Alaska; Cumberland, Ohio; Calumet special Mich.; Circle, Alaska; Columbian, Ala.; Covington, Ohio; Crater Lake National Park, Oreg.; Dawson Springs, Ky.; Delphos, Ohio; De Beque oil field, Colo.; Elizabeth, Ill.; Ellsworth, Me.; Emmitsburg, Md. Pa.; Franklin, Pa.; Fryeburg, Me.-N. H.; Gilsizer Slough, Cal.; Grimes, Cat.; Hamburg, Pa.; Hawthorne, Nev.-Cal.; Hennepin, Ill.; La Salle, Ill.; Lake, Wyo.; Kasaan Peninsula, Alaska; Lake Providence, La.; Leavenworth and vicinity, Kans. Mo.; Lincolnton, N. C.; Loramie, Ohio; Madison, W. Va.; Mills, Cal.; Montpelier, Idaho-Wyo.; Montrose, Colo.; Mount Jackson, Colo.; Meadows, Idaho; Monticello, N. Y.; Ostrom, Cal.; Oxford, Ohio; Parker, Ariz.-Cal.; Peytona, W. Va.; Prince Frederick, Md.; Ray, N. Dak.; Sacramento Valley, Cal.; Sallisaw, Okla.; Shoshone, Wyo.; Spencerville, Ohio; Summerfield, Ohio; Sutter, Cal.; Sansbois, Okla.; Sheridan, Wyo.; Mont., Taneytown, Md.-Pa.; Uhrichsville, Ohio; United States base map, 18 by 28 in.; United States relief map, 18 by 28 in.; United States contour map, 18 by 28 in.; Yuba City, Cal.

Geological Atlas of the United States:

Johnstown,	Folio Nr. 174,
Birmingham,	- - 175,
Sewickley,	- - 176,
Burgettstown-Carnegie,	- - 177,
Foseburg-Clarion,	- - 178,
Pawpaw-Hancock,	- - 179,
Claysville,	- - 180,
Bismarck,	- - 181,
Choptank,	- - 182.

Topography of Kansas-Missouri. Leavenworth and vicinity, Reconnaissance Map of Yukon-Tanana region, Alaska Circle. 1:250000. Topographic Map of

the Sacramento Valley, California. 1:25 000. U. St. Contour Map (1), Relief Map (2), Base Map (3). Conventional Signs. Adopted by the U. St. Geographic Board.

Canada.

Geological Survey: a) Geology, b) Map 13 A, Hants and Kings Counties, c) Map 14 A, Kings County.

Afrika.

Geological Commission, Capetown: Geological Map of the province of the Cape of Good Hope. Sheet 19 (Nieuwerust) u. 26 (Dordrecht-Barkly East).

Asien.

Japan.

Imperial Geological Survey of Japan, Tokyo.

Geological Map. Division II (6 Blätter).

General Map of Japanese Empire. Mineral Dis of Japanese (3 Blätter). Tributary Empire (1 Bl.).

Topogr. Karten:

Ichinohe,	Zone 19,	Kol. XIV,
Hiroshima,	- 7,	- V,
Shichinohe,	- 20,	- XIV.

Australien.

Geological Survey of Western Australia.

Topographical Map of Meekatharra.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Januar 1913. *)

Vorstand

Vorsitzender:	Herr Wahnschaffe.
Stellvertretende Vorsitzende	{ „ Rauff.
	{ „ Eornhardt.
	{ „ Bärtling.
Schriftführer	{ „ Fliegel.
	{ „ Hennig.
	{ „ Janensch.
Schatzmeister	„ Michael.
Archivar	„ Schneider.

Beirat

Die Herren Fricke-Bremen, von Koenen-Göttingen,
V. Madsen-Kopenhagen, Oebbecke-München, Rinne-Leipzig,
Rothpletz-München.

Verzeichnis der Mitglieder.

Die beigedruckten Zahlen geben das Jahr der Aufnahme an.

Aachen, Geologische Sammlung der Kgl. Technischen Hochschule,
1907.

Aachen, Studiengesellschaft zur Untersuchung von Erzvorkommen,
1912. Aachen, Hochstr. 11/15.

Abendanon, E. C., Bergingenieur, 1907. Noordeinde 86,
Haag (Holland).

Adams, Frank D., Dr., Professor, 1890. Montreal, Canada,
McGill University, Petrographical Laboratory.

*) bedeutet Teilnahme an der Hauptversammlung in Greifswald 1912.

- Ahlburg, Joh., Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Albert, Robert, Dr., Professor an der Forstakademie, 1902. Eberswalde.
- Albrecht, Emil, Dipl.-Ingenieur und Generaldirektor, 1900. Hannover.
- Allorge, M. Marcel, 1908. Louviers, Normandie (France).
- Altona (Elbe), *Städtisches Museum*, 1910. Altona (Elbe).
- Altpeter, Otto, Dr., 1909. Berlin SO 36, Graetzstr. 15, Ghs. II.
- von Ammon, Ludwig, Dr., Professor, Oberbergrat, 1873. München, Ludwigstr. 16.
- Andrée, Karl, Dr., Privatdozent, 1902. Marburg (Hessen), Ritterstr. 16 III (Forsthof).
- Arlt, Geh. Bergrat, 1866. Berlin-Schöneberg, Innsbrucker Straße 56.
- Arlt, Hans, Dr., Bergassessor, 1911. München, Herzogparkstr. 2.
- Arndt, Heinrich, stud. geol., 1909. München, Himmelreichstraße 3.
- von Arthaber, G., Dr., Professor, 1892. Wien IX, Ferstelgasse 3.
- Aßmann, Paul, Dr., Kgl. Geologe, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- * Athenstädt, Professor, Dr., Oberlehrer, 1912. Duisburg, Cölner Straße 16.
- Aulich, Dr., Professor an der Kgl. Maschinenbau- und Hüttenschule, 1907. Duisburg, Prinz-Albrecht-Str. 33.
- Balthazar, Jean, 1907. Bonn, Koblenzer Str. 99.
- Baltzer, Armin, Dr., Professor, 1875. Bern, Rabental 51.
- Bamberg, Paul, Fabrikbesitzer, 1902.* Wannsee b. Berlin, Kleine Seestraße 12.
- Barrois, Charles, Dr., Professor, 1877. Lille, rue Pascal 41.
- Barsch, Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- * Bärtling, R., Dr., Kgl. Geologe, Privatdozent, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Basedow, Herb., Dr., Chief Medical Inspector and Chief Protector of Aborigines, 1908. Kent-Town, Adelaide, Süd-Australien.
- Baumann, L., Dipl.-Bergingenieur, 1908. Onguati, Deutsch-Südwestafrika.
- Baumgärtel, Bruno, Dr., Privatdozent an der Kgl. Bergakademie, 1910. Clausthal (Harz).
- Baumhauer, H., Dr., Professor, 1879. Freiburg (Schweiz).

- Beck, Carl, Dr., 1898. Stuttgart, Wagenburgstr. 10.
- Beck, Richard, Dr., Professor, Oberberggrat, 1884. Freiberg i. S., Meißner Ring 10.
- Becker, A., Lehrer am Realprogymnasium, 1912. Staßfurt.
- Becker, Ernst, Dr., Geologe, 1903. Peking, Universität.
- Becker, H., Chemiker, 1884. Diez (Lahn).
- Behlen, H., Kgl. Forstmeister, 1908. Kiel, Knooper Weg 37.
- Behr, Johannes, Dr., Bezirksgeologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Belowsky, Max, Dr., Professor, Privatdozent, Kustos am Min.-Petrogr. Institut, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Benecke, E. W., Dr., Professor, 1866. Straßburg i. Els., Goethestr. 43.
- Berendt, G., Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe a. D., 1861. Friedenau, Kaiserallee 120.
- Berg, Georg, Dr., Kgl. Geologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Bergeat, Alfred, Dr., Professor, 1893. Königsberg, Universität.
- Bergmann, W., Bergwerksdirektor, 1904. Ilseder Hütte b. Peine.
- Bergt, Walter, Dr., Professor, Direktor des Museums für Vulkanologie und Länderkunde (Stübelstiftung) im Grassi-Museum, Privatdozent für Mineralogie und Petrographie an der Universität, 1894. Leipzig-Eutritzsches, Gräfeinstr. 34.
- Berlin, *Bibliothek der Kgl. Technischen Hochschule*, 1909. Charlottenburg.
- Berlin, *Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität*, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Berlin, *Handbibliothek des Geologischen Landesmuseums*, 1912. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Berlin, *Verein der Studierenden der Geographie an der Universität Berlin*, 1912. Berlin NW 7, Geographisches Institut der Universität, Georgenstr. 34/36.
- Beyer, Schulrat, Professor, Dr., 1911. Dresden 27, Kantstraße 2.
- Beyschlag, Franz, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Direktor der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1883. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Biereye, Professor, 1907. Groß-Lichterfelde, Haupt-Kadettenanstalt, Lehrerhaus.
- von Bismarck, 1898. Vierhof bei Groß-Sabow.
- Blaas, Jos., Dr., Professor, 1884. Innsbruck, Gutenbergstraße 3.

- Blanckenhorn, Max, Dr., Professor, Mitarbeiter der Geol. Survey of Egypt und der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1881. Marburg i. Hess., Wilhelmsplatz.
- Bochum i. W., Westfälische Berggewerkschaftskasse*, 1905.
- Bode, Arnold, Dr., Professor a. d. Kgl. Bergakademie, 1902. Clausthal (Harz).
- Boden, Karl, Dr., Geologe, Assistent am Geolog.-Paläontol. Institut der Universität, 1907. München, Geolog. Institut der Universität, Neuhauser Str. 51.
- Boehm, Georg, Dr., Professor, 1876. Freiburg i. Br., Schwaighofstr. 14.
- Böhm, Joh., Dr., Professor, Kustos an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- * Böhndel, stud. geol., 1912. Wandsbek.
Bonn, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität, 1907. Bonn, Nußallee.
- Born, Axel, Dr., 1911. Freiburg i. B., Geolog. Institut der Universität.
- von dem Borne, Dr., Professor, 1888. Krietern (Kreis Breslau), Königl. Erdwarte.
- * Bornhardt, Geh. Oberbergat, 1894. Charlottenburg, Dernburgstr. 49.
Borth, Post Büderich, Kreis Mörs, Deutsche Solvaywerke, Aktien-Gesellschaft, Abteilung Borth, 1910.
- Botzong, Carl, Dr., 1907. Heidelberg-Handschuhsheim, Bergstr. 107.
- Branca, Wilhelm, Dr., Professor, Geh. Bergat, 1876. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Brandes, H., Rentner, 1889. Hoheneggelsen N. 231 (Prov. Hannover).
- Brandes, Theodor, Dr., Assistent am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität, 1912. Göttingen.
- Brauns, Reinhard, Dr., Professor, Geh. Bergat, 1885. Bonn, Endenicher Allee 32.
- Bravo, José J., Professor, Direktor del Cuerpo de Ingenieros de Minas, 1908. Lima (Peru), Apartado No. 889.
- Breslau, Deutscher Markscheiderverein*, 1912. Breslau VIII, Goethestr. 69.
Breslau, Geologisches Institut der Universität, 1910.
- Broili, Ferdinand, Dr., a. o. Professor, Konservator an der Paläontolog. Staatssammlung, 1899. München, Alte Akademie, Neuhauser Straße 51.
- Brouwer, H. A., Dr., Staatsgeologe, 1909. Batavia (Niederl.-Indien), Mijnwezen.

- Bruhns, W., Dr., Professor, 1888. Clausthal (Harz), Kgl. Bergakademie.
- Brünn, *Lehrkanzel für Geologie und Mineralogie a. d. k. k. Deutschen Technischen Hochschule*, 1909.
- * von Bubnoff, Serge, Dr., 1909. St. Petersburg, Galernaja 25, Quart. 10.
- Bucher, Walter, Dr., 1910. Cincinnati, Ohio, 2624 Eden Avenue.
- Bücking, Hugo, Dr., Professor, Direktor der Geol. Landesanstalt, 1873. Straßburg i. Els., Lessingstr. 7.
- Budapest, *Ungarisches Nationalmuseum, Mineralogische Abteilung*, 1912. Budapest XVIII, Nationalmuseum, Asvanytár (Mineralogische Abteil.)
- Burre, O., Dr., Assistent am Mineralogischen Institut der Technischen Hochschule, 1910. Charlottenburg.
- Busz, K., Dr., Professor, 1904. Münster i. W., Heerdestraße 16.
- Buxtorf, August, Dr., Privatdozent, 1907. Basel, Münsterplatz 6.
- van Calker, F. J. P., Dr., Professor, 1887. Groningen (Niederlande).
- Cahn, Gustav, Bergwerksbesitzer, 1912. Triest.
- Canaval, Richard, Dr., k. k. Berghauptmann und Hofrat, 1890. Klagenfurt, Ruprechtstr. 8.
- Capellini, Giovanni, Professor, Senator, 1884. Bologna.
- Carthaus, Emil, Dr., 1910. Halensee, Schweidnitzer Str. 9 I.
- Chewings, Charles, Dr., 1896. Hawthorn, William-Street, South Australia.
- Clark, William Bullock, Dr., Professor, State Geologist für Maryland, 1885. Baltimore, John Hopkins University.
- Clarke, John Mason, Dr., Professor, State Geologist and Paleontologist, Director New York State Museum, 1886. Albany (New York), State Hall.
- Clausnitzer, Otto, Bergassessor, 1913. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Clausthal, *Kgl. Oberbergamt*, 1869.
- Cloos, Hans, Dr., 1909. Freiburg i. Br., Geol. Institut der Universität.
- Cöthen, *Städtisches Friedrichs-Polytechnikum*, 1908.
- Cramer, Rudolf, Dr., Kgl. Geologe, 1906. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Crecelius, Th., Lehrer, 1909. Lonsheim bei Alzey (Rhein-hessen).

- Credner, Hermann, Dr., Professor, Geheimer Rat, Direktor der Kgl. Sächs. Geologischen Landesanstalt a. D., 1865. Leipzig, Karl-Tauchnitz-Str. 11.
- Cronacher, R., Dr., Dipl.-Ingenieur, Leitender Ingenieur der Dobsinaer Kupferwerke, A.-G., 1908. Dobsina (Gömör), (Ober-Ungarn).
- Crook, Alja Robinson, Dr., Curator, State Museum of Natural History, 1897. Springfield, Ill., U. St. A.
- Dahms, Albert, Bergassessor, 1909. Hannover, Wöhlerstraße 29 I.
- Dammer, Bruno, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- * Dannenberg, Artur, Dr., Professor, 1894. Aachen, Techn. Hochschule.
- Dantz, C., Dr., Bergwerksdirektor a. D., 1892. Berlin NW 23, Händelstr. 1.
- Danzig, E., Dr., Professor, 1901. Rochlitz i. S.
- Darton, N. H., Geologist of the U. S. Bureau of Mines, 1904. Washington, D. C.
- Dathe, Ernst, Dr., Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe a. D., 1874. Berlin W 35, Steglitzer Str. 7.
- * Deecke, Wilhelm, Dr., Professor, Direktor der Großherzogl. Badischen Geol. Landesanstalt, 1885. Freiburg i. Br., Erwinstr. 37.
- De la Croix, Charles, 1911. Berlin W 50, Prager Str. 25.
- Delhaes, W., Dr., 1907. Buenos Aires, Casilla Correo 147.
- Delkeskamp, R., Dr., 1905. Frankfurt a. M., Königstraße 63.
- Denckmann, August, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent an der Bergakademie, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Deninger, Karl, Dr., 1902. (Adresse unbekannt.)
- De Stefani, Carlo, Dr., Professor, Direktor der geologisch-paläontologischen Sammlungen, 1898. Florenz.
- Dienst, Paul, Bergreferendar, Assistent an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Dietrich, W., Dr., Assistent am Geol.-Paläont. Institut u. Museum, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Dietz, C., Bergwerksdirektor, 1908. Kaliwerk Einigkeit bei Fallersleben.
- Dietz, Eugen, Bergassessor, Dr., 1905. Eisleben, Grüne Gasse 1.
- Dittmann, Kurt Emil, Dipl.-Ingenieur, 1911. Essen (Ruhr), Dreilindenstr. 63 I.

- de Dorlodot, Henry, Abbé, Professor an der Université catholique, 1902. Löwen in Belgien, 44 rue de Bériot.
- * Drevermann, Fritz, Dr., Kustos am Senckenbergischen Museum, 1899. Frankfurt a. M.-Preungesheim, Parsevalstraße 10.
- Du Bois, Georg C., Dr., Direktor der Deutschen Gold- u. Silberscheideanstalt, 1899. Frankfurt a. M., Weißfrauenstraße 7.
- Duft, Bergrat, 1911. Berlin W 8, Unter den Linden 37 III.
- Dyhrenfurth, Günther, Dr., 1908. Breslau XII, Schloß Carlowitz.
- Ebeling, Bergrat, 1894. Hannover, Tiergartenstr. 42.
- von Eck, Dr., Professor, 1861. Stuttgart, Weißenburgstraße 4 B II.
- Eck, Otto, Dr., 1908. Berlin NW 21, Bundesratsufer 9.
- Eller, Albert, Dr., Dipl.-Ingenieur, Direktor der Westpreußischen Bohrgesellschaft, 1908. Danzig.
- von Elterlein, Adolf, Dr., Unterstaatssekretär a. D., 1898. Walsrode (Hannover), Kirchstr. 6.
- Emerson, Benjamin, Professor der Geologie an den Amherst and Smith Colleges, 1868. Amherst (Massach.).
- Endriß, Karl, Dr., Professor an der Kgl. Technischen Hochschule, 1887. Stuttgart, Neue Weinsteige 75.
- Erdmannsdörffer, O. H., Dr., Professor, 1900. Hannover, Techn. Hochschule, Geolog. Institut.
- Ermisch, Karl, Bergwerksdirektor bei Friedrichshall und Sarstedt A.-G., 1908. Kaliwerk Friedrichshall bei Sehnde (Hannover).
- Ernst, G., Kgl. Bergrat, 1909. Halberstadt, Seydlitzstraße 13 B.
- Esch, Ernst, Dr., 1893. Darmstadt, Roquetteweg 37.
- Essen (Ruhr), Bibliothek des Vereins für die bergbaulichen Interessen*, 1907. Essen (Ruhr).
- Ewald, Rud., Dr., 1910. Königsberg (Pr.), Geol. Institut der Universität.
- Felix, Johannes, Dr., Professor, 1882. Leipzig, Gellertstraße 3.
- Fels, Gustav, Dr., 1902. Wien VI, Köstlergasse 6.
- Felsch, Joh., Dr., 1908. p. A. Professor Meier, Casilla 1559, Santiago de Chile (Süd-Amerika).
- Fenten, José, Dr., Staatsgeologe, 1906. Buenos Aires, Casilla Correo 1568.
- Finckh, Ludwig, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, Privatdozent, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

- Fischer, H., Geh. Bergrat, 1906. Dresden.
- * Fischer, Hermann, Dr., 1910. München - Bogenhausen, Cuvilliesstr. 1 III.
- Fischer, Dr., Stabsarzt a. D., 1909. Veste Koburg.
- Fischer, Ernst, Dr., 1911. Berlin W. 50, Tauentzienstr. 6 III.
- Flegel, Dr., Bergassessor, 1913. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Fliegel, Gotthard, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1898. Berlin, Wilmersdorf, Gieselerstr. 22.
- Follmann, Otto, Dr., Professor, Oberlehrer, 1891. Koblenz, Fischelstr. 38.
- Fraas, Eberhard, Dr., Professor, 1890. Stuttgart, Stitzenburgstr. 2.
- Francke, M., Bergassessor a. D., Bergwerksdirektor, 1912. Berlin W 15, Düsseldorfer Str. 8 II.
- Frank, Julius, Bergwerks- und Hüttenbesitzer, 1909. Adolfs-
hütte bei Dillenburg.
- * Franke, A., Lyceallehrer, 1910. Dortmund, Junggesellen-
straße 18.
- Franke, G., Professor, Geh. Bergrat, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Franke, Dr., Professor, 1895. Schleusingen.
- * Frech, Fritz, Dr., Professor an der Universität und der Tech-
nischen Hochschule, 1881. Breslau, Schuhbrücke 38/39,
Geologisches Institut. Privatwohnung: Neudorfstr. 41.
- Fremdling, C., Kgl. Oberbergamtsmarkscheider, 1910. Dort-
mund, Knappenberger Str. 108.
- Fremery, Hermann, 1908. Aachen, Mozartstr. 12.
- Frentzel, Alexander, Dr.-Ing., Dipl.-Ingen., 1906. Tet-
juschi (Gouv. Kasan), Rußland.
- Freudenberg, Wilh., Dr., 1907. Göttingen, Baurat Gerber-
straße 19.
- * Freystedt, Landesbauinspektor, Regierungsbaumeister a. D.,
1908. Posen O 1, Königsplatz 6 III.
- Fricke, K., Dr., Professor, 1875. Bremen, Mathildenstr. 25.
- * Friederichsen, Max, Dr., Professor, 1903. Greifswald,
Moltkestr. 4.
- Baron von Friesen, Kammerherr, Exzellenz, 1883. Karls-
ruhe (Baden), Jahnstr. 20.
- Fritsch (= Frič), Anton, Dr. med. et phil., Direktor der
geol.-paläontologischen Sammlungen des Museums des
Königreichs Böhmen, 1868. Prag, Jáma (Grube) 7.
- Fuchs, Alex., Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Inva-
lidenstr. 44.

- Fuchs, Hubert, Bergrat, 1910. Dresden-Radebeul, Kaiser-Friedrich-Allee 19.
- Fulda, Ernst, Bergreferendar, 1911. Halle a. S., Unterberg 7.
- Gäbert, Carl, Dr., Geologe, Montangeologisches Bureau, 1907. Leipzig, Inselstr. 2.
- * Gagel, Curt, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent an der Bergakademie, 1890. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Gärtner, Dr., Direktor der Wenzeslausgrube, 1904. Ludwigsdorf, Kreis Neurode.
- Geinitz, Eugen, Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1877. Rostock.
- Geisenheimer, Dr., Bergassessor, 1904. Kattowitz.
- Gerth, Heinrich, Dr., Staatsgeologe, 1907. Buenos Aires (Argentinien), Casilla Correo 679.
- Gill, Adam Capen, Dr. 1891. Ithaca (New York), Cornell University.
- Glöckner, Friedr., Dr., 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- von Goldbeck, Wirkl. Geh. Oberregierungsrat a. D., 1875. Hannover, Schiffgraben 43.
- Gorjanović-Kramberger, Karl, Dr., Hofrat, Professor und Präsident der geologischen Kommission der Königreiche Kroatien-Slavonien, Direktor des Geologischen Nationalmuseums, 1898. Agram (Zagreb), Kroatien.
- Goslar, *Naturwissenschaftlicher Verein*, 1904.
- Gosselet, Jules, Professor, 1862. Lille, rue d'Antin 18.
- Goßner, B., Dr., Privatdozent, 1911. München, Neuhauser Straße 51 (Mineralogisches Institut).
- Gothan, Walter, Dr., Privatdozent, Assistent a. d. Geolog. Landesanstalt, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Göttingen, *Geologisches Institut der Universität*, 1905.
- Grabau, H., Dr., Professor, Oberlehrer a. D., 1879. Leutzsch b. Leipzig, Rathausstr. 1.
- Graf, Engelbert, Schriftsteller, 1911. Steglitz b. Berlin, Peschkestr. 16 II.
- * Gräßner, P. A., Oberbergrat, Generaldirektor a. D., 1889. Schlachtensee b. Berlin, Adalbertstr. 25 A I.
- Gravelius, Dr., Professor an der Technischen Hochschule, 1905. Dresden A., Reißigerstraße 13.
- Greif, Otto, Bergingenieur, 1907. Göttingen, Geologisches Institut der Universität.
- Gröber, Paul, Dr., 1907. Buenos Aires (Argentinien), Calle Maipú 1241.
- Gröbler, Bergrat, 1894. Wetzlar, Hausergasse 36.

- Grosch, Paul, Dr., I. Assistent am Geol. Institut der Universität, 1907. Freiburg i. Br., Weiherhofstr. 7.
- von Groth, Paul, Dr., Professor, Geheimer Rat, 1866. München VI, Brieffach.
- Grubenmann, Ulr., Dr., Prof., 1907. Zürich, Eidgen. Polytechnikum.
- Grupe, Oskar, Dr., Kgl. Geologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Guillemain, Constantin, Dr., 1899. Elisabethville, Belgische Kongo-Kolonie.
- Gürich, Georg, Dr., Professor, Direktor des Mineralogischen Instituts, Mitarbeiter der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1891. Hamburg 5, Lübecker Tor 22.
- * Haack, W., Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Haarmann, Allan, Dr., Regierungsrat a. D., 1911. Osnabrück, Hamburger Str. 7.
- Haarmann, Erich, Dr., Geologe, 1904. Berlin-Halensee, Küstriner Str. 11.
- Haardt, W., stud. geol., 1909. München-Gladbach, Crefelder Straße, Ecke Friedrichstraße.
- Haas, Hippolyt, Dr., o. Honorarprofessor an der Universität, Geh. Regierungsrat, 1880. Kiel, Moltkestr. 28.
- Haas, Karl, Dr., 1905. Basel (Schweiz), Wellsteinplatz 3.
- Hahn, F. Alexander, 1886. Idar a. d. Nahe.
- Hahn, Felix, Dr., 1907. München, Augustenstr. 74.
- Hähnel, Otto, Dr. phil., Assistent am I. Chemischen Institut der Universität, 1909. Berlin SW 61, Johanniterstr. 15.
- Halberstadt, „Naturwissenschaftlicher Verein“, 1912. Halberstadt.
- Halle a. S., Kgl. Oberbergamt, 1910.
- Halle a. S., Landwirtschaftliches Institut der Kgl. Universität Halle-Wittenberg, 1910. Halle a. S., Ludwig-Wucherer-Str. 2.
- Hambloch, Anton, Dr.-Ing. h. c., Grubendirektor, 1906. Andernach a. Rh.
- Hamm, Hermann, Dr. phil. et med., 1899. Osnabrück, Lortzingstr. 4.
- Haniel, C. A., 1908. Düsseldorf, Goltsteinstr. 37.
- Harder, Poul, Dr., 1910. Kopenhagen, Östervoldgade 7.
- Harbort, Erich, Dr., Privatdozent, Kgl. Geologe, 1905. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Harker, A., M. A., 1887. Cambridge (England), St. John's College.
- Haßlacher, H., Bergreferendar, 1907. Berlin W 50, Marburger Str. 8.

- Haupt, O., Dr., Kustos an der geol.-mineralogischen Abteilung des Großherzogl. Landesmuseums, 1907. Darmstadt, Wendelstadtstr. 13 I.
- Hauser, Dr., Privatdozent, 1910. Berlin NW 7, Bunsenstr. 1, Technologisches Institut der Universität.
- Hauthal, Rudolf, Dr., Professor, 1891. Hildesheim, Roemer-Museum.
- Heckel, M., Bergrat, Kgl. Bergwerksdirektor, 1911. Vienenburg a. Harz.
- Hecker, O., Dr., Geologe, 1900. Berlin NW 7, Schadowstraße 12/13.
- Heidelberg, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, 1912.*
- Heidenhain, F., Dr., Professor, Oberlehrer, 1866. Stettin, Preußische Str. 1 III.
- Heim, Albert, Dr., Professor, 1870. Hottingen-Zürich.
- Heim, Fritz, Dr., 1910. Bayreuth, Sedanstr. 6.
- Heisecke, Wilhelm, 1911. Grünau (Mark), Königstr. 7 II.
- Helgers, Eduard, Dr., 1905. Frankfurt a. M., Mendelssohnstraße 69.
- Freifräulein v. Helldorf, Adda, 1911. Berlin-Charlottenburg, Marchstr. 4.
- Henke, Wilh., Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Henkel, Ludwig, Dr., Professor, Oberlehrer, 1901. Schulpforta bei Naumburg a. S.
- Hennig, Edwin, Dr., Assistent am Geolog. Institut der Universität, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Henniges, L., Dr., 1911. Friedenau, Wilhelmshöher Str. 6.
- Henning, Charles L., Bergingenieur, 1912. Denver, Colorado, U.S.A. 4922 W, 34th Avenue.
- Henrich, Ludwig, 1901. Frankfurt a. M., Zeil 48 I.
- Herbing, Dr., Bergreferendar, 1904. Halle a. S., Marienstraße 7 pt.
- Hermann, Paul, Dr., Geologe, 1904. Mannheim, Laboratorium d. badisch. Gesellsch. f. Überwachung von Dampfkesseln, Richard-Wagner-Str. 2.
- Hermann, Rudolf, Dr., 1904. Berlin SW 11, Tempelhofer Ufer 32 III.
- Herrmann, Fritz, Dr., Privatdozent, Assistent am Geol. Institut der Universität, 1907. Marburg a. d. Lahn, Heusingerstr. 1.
- Herzberg, Franz, Dr.-Ing., Dipl.-Ingenieur, 1909. Frankfurt a. M., Rüsterstr. 11.

- Heß von Wichdorff, Hans, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- van der Heyden à Hauzeur, Louis, Generaldirektor 1903. Auby-lez-Douai (France, Nord), Compagnie Royale Asturienne Des Mines.
- Hibsch, Jos. Em., Dr., Professor, 1883. Tetschen-Liebwert, Post Tetschen (Böhmen).
- Hildebrand, Otto, Dr., 1901. Jena, Sonnenbergstr. 1 A.
- Hildebrandt, Max, 1901. Berlin N 65, Triftstr. 61.
- Hintze, Carl, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, 1870. Breslau, Moltkestr. 5.
- Hirschwald, Julius, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, 1898. Grunewald bei Berlin, Wangenheimstr. 29.
- Hlawatsch, Carl, Dr., Volontär am k. k. Naturhist. Hofmuseum, miner.-petrogr. Abteilung, 1907. Wien VI/2, Mariahilfer Str. 93.
- Hoffmann, Bergassessor, 1910. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Hofmann, Adolf, Dr., Professor, k. k. Hofrat, 1886. Prag, Kgl. Weinberge.
- Höhne, Erich, Dr., Geologe, 1908. Pechelbronn b. Wörth (Elsaß), Deutsche Erdölgesellschaft.
- Holland, F., Oberförster, 1895. Heimerdingen, O. - A. Leonberg (Württemberg).
- Holtheuer, Richard, Dr., Professor, 1891. Leisnig i. S.
- Holzappel, Eduard, Dr., o. Professor an der Universität, 1878. Straßburg i. E., Schweighäuser Str. 28.
- Horn, Erich, Dr., Wissenschaftl. Hilfsarbeiter am Mineral-Geol. Institut, 1907. Hamburg, Lübecker Tor 22.
- von Hoerner, Thomas, Dr., 1909. Genf, rue des Rois 14 I.
- Hornstein, F. F., Dr., Professor, 1867. Kassel, Weigelstraße 2 II.
- Hornung, Ferd., Dr., 1889. Leipzig-Kleinzschocher, Antonienstr. 3.
- Hotz, Walther, Dr., 1912. Laan a. d. Wijk, Buitenzorg (Java).
- Hoyer, Professor, 1894. Hannover, Ifllandstr. 33.
- Hoyer, Carl G., Bergassessor, 1906. Aachen, Bahnhofstr. 33.
- Huffnagel, P., Districtsgeoloog, 1909. Ruurlo, Niederlande.
- Hug, Otto, Dr., 1897. Bern, Belpstr. 42
- Hughes, Thomas McKenny, Professor. Trinity College, Cambridge (England).
- Hugi, E., Dr., Professor, 1907. Bern (Schweiz), Geologisches Institut der Universität.

- Hummel, Karl, stud. geol., 1911. Karlsruhe (Baden), Riefstahlstr. 10.
- Huth, W., Dr., 1912. Berlin SO 16, Engelufer 1, Gth. r. I.
- * Freiherr von Huene (v. Hoyningen-Huene), Friedrich, Professor, Dr., Privatdozent, 1899. Tübingen.
- Jaeckel, B., Dr., Chemiker, 1912. Elberfeld, Siegfriedstr. 39.
- Jaffé, Richard, Dipl.-Bergingenieur, 1911. Frankfurt a. M., Gärtnerweg 40.
- Jahn, Jar. J., Dr., Professor, 1907. Brünn in Mähren, Böhmisches Technische Hochschule.
- * Jaekel, Otto, Dr., Professor, 1884. Greifswald, Fischstraße 18.
- Janensch, Werner, Dr., Professor, Kustos am Geol.-Paläont. Institut d. Mus. f. Naturkunde, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- von Janson, A., Rittergutsbesitzer, 1886. Schloß Gerdauen (Ost-Pr.).
- Jentzsch, Alfred, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1872. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Joksimowitsch, Z. J., Supplent, 1908. Pirot (Serbien).
- Jonker, H. G., Dr., Professor d. Paläont. u. Geol. an der Techn. Hochschule in Delft, 1907. 's Gravenhage, Valkenboschlaan 156.
- Jung, Gust., Kommerzienrat, Direktor, 1901. Neuhütte bei Straßebach, Nassau.
- Just, Wilhelm, 1890. Zellerfeld (Harz).
- Kaiser, Erich, Dr., Professor, 1897. Gießen, Löberstr. 25.
- Kalkowsky, Ernst, Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1874. Dresden-A., George-Bähr-Str. 22.
- Kattowitz, Kattowitzer Aktien-Gesellschaft für Bergbau- und Eisenhüttenbetrieb*, 1905.
- Katzer, Friedrich, Dr., Regierungsrat, Vorstand der Bosnisch-herzegow. Geologischen Landesanstalt, 1900. Sarajevo (Filialpost).
- Kaufholz, Dr., Professor, Oberlehrer, 1893. Goslar, Vogel-sang 4.
- Kaunhowen, F., Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kayser, Emanuel, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, Direktor des Geologischen Instituts der Universität, 1867. Marburg in Hessen.
- Keidel, H., Dr., Staatsgeologe, Chef der Sección Geología (d. División de Minas, Geología é Hidrología), 1909. Buenos Aires, Maipú 1241.

- * Keilhack, Konrad, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1880. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kemmerling, G. L. L., Dipl.-Bergingenieur, 1910. Maastricht (Holland).
- Keßler, Paul, Dr., 1907. Saarbrücken.
- Keyßer, Carl, Bergreferendar, 1909. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Kirschstein, Egon Fr., Geologe und Forschungsreisender, 1902. Berlin NW 52, Paulstr. 15 II.
- Kirste, Ernst, Rektor, 1910. Altenburg, Ziegelstr. 38.
- Klähn, Hans, Dr., 1910. Colmar i. E., Korngasse 6.
- Klauß, Oskar, Bergwerksdirektor, 1908. Hannover, Lärchenberg 15.
- Klautzsch, Adolf, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Klein, W. C., Districtsgeoloog für Süd-Limburg, 1910. Heerlen, Niederlande.
- Klemm, Gustav, Dr., Bergrat, Professor, Großherzogl. Hess. Landesgeologe, 1888. Darmstadt, Wittmannstr. 15.
- Klewitz, Otto, Bergreferendar, 1909. Klein-Lübars bei Groß-Lübars, Reg.-Bez. Magdeburg.
- Klien, Walter, Dr., I. Assistent am Geologischen Institut und der Bernsteinsammlung, 1910, Königsberg i. Pr., Lange Reihe 3 II.
- Klinghardt, Franz, Dr., 1910. Bonn, Geol.-paläontol. Institut und Museum der Universität, Hohenzollernstr. 20.
- Klockmann, Friedrich, Dr., Prof., Geh. Regierungsrat, 1879. Aachen, Technische Hochschule.
- * Klusemann, K., stud. geol., 1912. Kiel, Feldstr. 73 II b. Frau Balle.
- Knauer, Joseph, Dr., Geologe, 1907. München 38, Notburgastraße 6 II.
- Knod, Reinhold, Dr., 1907. Trarbach a. d. Mosel.
- Koch, Max, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe a. D., 1884. Berlin W 30, Frankenstr. 7.
- Koehne, Werner, Dr., Kgl. Geologe, 1902. München, Ludwigstr. 16.
- Koenigsberger, Joh., Dr., Prof., 1911. Freiburg i. Br., Hebelstr. 33.
- Kolbeck, Friedrich, Dr., Professor a. d. Kgl. Bergakademie, Oberbergrat, 1901. Freiberg, Sachsen.
- Kolesch, Dr., Professor, Oberlehrer, 1898. Jena, Forstweg 14.
- v. Komorowicz, M., Dr., 1911. Batavia (Niederl.-Indien), Koningsplein (b. Mr. Hoven).

- von Koenen, Adolf, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1863. Göttingen.
- Königsberg i. Pr., Königliche und Universitäts-Bibliothek*, 1909.
- Koperberg, M., Oberingenieur a. D. des Bergwesens in Niederländisch-Indien, 1912. Utrecht.
- Korn, Joh., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Koroniewicz, Paul, Dr., 1910. Warschau, Geologisches Institut des Kaiserl. Polytechnikums.
- * Koert, Willi, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Krahmann, Max, Professor, Bergingenieur, Dozent für Bergwirtschaftslehre an der Kgl. Bergakademie, Privatdozent a. d. Techn. Hochschule, 1889. Berlin NW 23, Händelstr. 6.
- Kraisz, Alfred, Dr., Geologe der Deutschen Erdöl-Aktiengesellschaft, 1909. Wietze in Hannover.
- * Kraencker, Jakob, Dr., Oberlehrer, 1907. Straßburg i. E., Graumannsgasse 11.
- Krantz, Fritz, Dr., Teilhaber der Firma Dr. F. Krantz, Rheinisches Mineralien-Kontor, 1888. Bonn, Herwarthstraße 36.
- Kranz, W., Hauptmann, 1909. Swinemünde in Pommern, Moltkestr. 13.
- Krause, Carl, Dr.-Ing., Beratender Bergingenieur, 1910. Lüderitzbucht.
- * Krause, Paul Gustaf, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1889. Eberswalde, Bismarckstr. 26.
- Krauß, Hans, cand. geol., 1910. München, Luisenstr. 17.
- * Krenkel, E., Dr., 1907. Leipzig, Steinstr. 17 II r.
- Kretschmer, Franz, Bergingenieur und Bergbaubetriebsleiter, 1899. Sternberg (Mähren).
- Krollpfeiffer, Georg, cand. geol., 1910. Berlin NW 21, Elberfelder Str. 8 II links.
- Kronecker, W., Dr., Assistent am Geol.-Paläontol. Institut, 1910. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Krumbeck, Lothar, Dr., Privatdozent, 1912. Erlangen.
- Krusch, Paul, Dr., Professor, Abteilungsdirigent a. d. Geol. Landesanstalt, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- * Kühn, Benno, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent a. d. Bergakademie, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kukuk, Bergassessor, Geologe der Westfälischen Berggewerkschaftskasse, 1907. Bochum, Bergschule.
- Kumm, August, stud. geol., 1911. Heidelberg, Zwingerstraße 11 III.

- Kummerow, E., Mittelschullehrer, 1912. Brandenburg a. d. Havel, Harlungerstr. 39.
- Kuntz, Julius, Diplom-Ingenieur, beratender Bergingenieur und Montangeologe, 1905. Steglitz bei Berlin, Hohenzollernstr. 3.
- Kurtz, Professor Dr., Gymnasialoberlehrer, 1912. Düren, Binsfelderstr. 20.
- * Lachmann, Richard, Dr., Privatdozent, 1909. Breslau, Fürstenstr. 102.
- Lang, Richard, Dr., Privatdozent, 1909. Tübingen.
- Laspeyres, Hugo, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1865. Bonn, Königstr. 33.
- van der Leeden, Dr., Assistent am Mineralog.-Petrograph. Institut der Universität, 1910. Charlottenburg, Windscheidstr. 10.
- Lehmann, E., Dr., Privatdozent, 1908. Danzig-Langfuhr, Ferberweg 19.
- Lehmann, P., Dr., Realgymnasialdirektor, 1898. Stettin, Grabower Str. 24.
- Leidhold, Clemens, Dr., Assistent a. Geol.-paläontol. Institut der Universität, 1912. Straßburg i. E.
- Lenk, Hans, Dr., Professor, 1888. Erlangen.
- Leonhard, Richard, Dr., Professor, 1894. Breslau, Kronprinzenstr. 72.
- Leopoldshall-Staßfurt, Herzoglich Anhaltische Salzwerks-Direktion, 1912.*
- Leppla, August, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Lepsius, Richard, Dr., Professor, Geh. Oberbergrat, 1872. Darmstadt, Goethestr. 15.
- Leuchs, Kurt, Dr., Privatdozent, 1907. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
- Lewis, Alfred Amos, 1904. Gympie, Queensland, Lawrence Street.
- * Liebrecht, F., Dr., 1909. Lippstadt i. W.
- van Lier, Bergingenieur, 1907. Basel, Münsterplatz 7.
- Linck, Gottlob Ed., Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1883. Jena.
- Lindemann, A. F., 1884. Sidholme, Sidmouth, Devon (England).
- Lindemann, Bernh., Dr., 1907. Göttingen, Dusterer Eichenweg 19.
- von Linstow, Otto, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Lissón, Carlos, Professor, 1908. Lima (Peru).

- von Loesch, Karl Christian, Dr. phil., Referendar a. D., 1907. München, Leopoldstr. 6.
- Löscher, Dr., Oberlehrer, 1909. Essen-Ruhr, Königssteiner Straße 19 I.
- Lotz, Heinrich, Dr., Kgl. Bezirksgeologe a. D., 1898. Charlottenburg, Berliner Str. 57.
- Loewe, Dr., Bergassessor a. D., Direktor des Kaliwerks Friedrich Franz, 1910. Lübtheen (Mecklenburg).
- * Ritter von Łozinski, Walery, Dr., 1907. Lemberg (Galizien), Ul. Kopernika 58 II.
- Lucius, Michel, Lehrer, 1909. Luxemburg-Gare.
- Lucke, O., Bergassessor a. D., 1878. Breslau II, Tauenzienstraße 25 pt.
- Lyman, Benjamin Smith, Bergingenieur, 1870. Philadelphia (Pa.), Locust Street 708, U. St. A.
- Macco, Albr., Bergassessor und Kgl. Berginspektor a. D., 1897. Cöln-Marienburg, Leyboldstr. 29.
- * Madsen, Victor, Dr., Staatsgeologe und Direktor von Danmarks geologiske Undersøgelse, 1892. Kopenhagen V., Kastanievej 10.
- Maier, Ernst, Professor, Dr., 1908. Santiago (Chile), Casilla 1559.
- Martin, J., Dr., Professor, Direktor d. Naturhist. Museums, 1896. Oldenburg, Herbartstr. 12.
- Martin, Karl, Dr., Professor, 1873. Leiden (Holland), Rembrandtstr. 19.
- * Mascke, Erich, Dr., 1901. Göttingen, Rheinhäuser Chaussee 6.
- Fürst Matschabelli, Georg, Dipl.-Bergingenieur, 1912. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Graf von Matuschka, Franz, Dr., 1882. Berlin-Schöneberg, Innsbrucker Str. 44 I.
- McClelland Henderson, J., Dr., Bergingenieur, 1895. London E. C., 4 Bishopsgate.
- Medon, G. N., stud. geol., 1912. Zehlendorf b. Berlin, Georgstr. 6.
- Meißner, Direktor der Pommerschen Kalksteinwerke, G.m.b.H., 1912. Zarnclaff b. Rackitt i. Pom.
- Meister, Ernst, Dr. phil., 1912. Breslau, Geolog. Institut der Universität, Schuhbrücke 38/39.
- Menten, Hubert, 1911. Berlin W 30, Aschaffener Str. 13.
- Mentzel, H., Bergrat, Kgl. Bergwerksdirektor und Bergassessor, 1905. Gladbeck (Westfalen).

- Menzel, Hans, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Merzbacher, Gottfried, Dr., Professor, 1906. München, Möhlstr. 25.
- Mestwerdt, Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Meyer, Erich, Dr., Kgl. Geologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Meyer, Erich Oskar, cand. geol., 1907. Breslau, Schuhbrücke 38.
- Meyer, Hermann L. F., Dr., Privatdozent, 1905. Gießen, Mineralogisches Institut.
- Michael, Richard, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent a. d. Bergakademie, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Michels, Xaver, Gutsbesitzer, 1902. Andernach a. Rh.
- * Milch, Ludwig, Dr., Professor, 1887. Greifswald, Schützenstraße 12.
- Möhring, Walther, Dr., Geologe der Compañía Argentina de Perforaciones, 1909. Buenos Aires, Argentinien, Calle 25 de Mayo 293.
- Molengraaff, G. A. F., Dr., Professor, 1888. Delft, Voorstraat 60.
- Monke, Heinrich, Dr., 1882. Berlin-Wilmersdorf, Jenaer Straße 7.
- Morgenstern, Karl, Kaufmann, 1897. Zehlendorf, Wannseebahn, Alsenstr. 42.
- Mrazec, Ludovic, Professor Dr., Direktor der Königl. Rumänischen geologischen Landesanstalt, 1912. Bukarest, Universität.
- Mühlberg, Johannes, Hoflieferant, Kgl. Rumänischer Konsul, 1905. Dresden-A., Webergasse 32.
- Mühlberg, Max, Dr., 1899. Aarau (Schweiz).
- Müller, Aug., Dr., 1908. Charlottenburg, Leibnizstr. 85. Naturwissenschaftliche Lehrmittelanstalt.
- Müller, Hans, cand. phil., 1911. Berlin NW 6, Luisenstr. 50.
- Müller, Heinr., Bergreferendar, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Müller-Herrings, Paul, Bergreferendar, 1909. Colmar i. E., Bruatstr. 6 II.
- Mülter, H. F., Bohrunternehmer, 1910. Königslutter, Herzogt. Braunschweig.
- München, Bibliothek des Paläontologisch-Geologischen Instituts, 1905. Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.*

- Mylius, Hugo, Dr., 1907. Höhenried bei Bernried am Starnberger See (Oberbayern).
- Nägele, E., Verlagsbuchhändler, 1905. Stuttgart, Hasenbergsteige 1.
- Naumann, Edmund, Dr., 1898. Frankfurt a. M., Zeil 114.
- Naumann, Ernst, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Neubauer, Bergrat, Repräsentant und Direktor der Gewerkschaft Ludwig II., 1894. Staßfurt-Leopoldshall.
- Niedzwiedzki, Julian, Dr., Professor, Hofrat, 1873. Lemberg, Technische Hochschule.
- Baron Nopcsa, Franz, Dr., 1903. Ujarad, Temesmegye, Ungarn.
- Noetling, Fritz, Dr., Hofrat, 1903. Chatsworth, New Norfolk (Tasmanien), Australien.
- Oebbeke, Konrad, Dr., Professor, 1882. München, Techn. Hochschule, Arcisstr. 21.
- Oberste Brink, K., Markscheider, 1912. Marten bei Dortmund, Zeche Germania I.
- Obst, E., Dr., Privatdozent, 1909. Marburg (Lahn), Geograph. Institut.
- Öhmichen, H., Dipl.-Ing., Bergingenieur, 1899. Frankfurt a. M., Metallbank, Bockenheimer Anlagen 45.
- Ollerich, Ad., 1891. Hamburg, Rontzelstr. 68.
- Oppenheim, Paul, Dr., Professor, 1889. Groß-Lichterfelde, Sternstr. 19.
- Ordoñez, Ezequiel, Mining Geologist and Engineer, 1898. Mexico city, Mexico 2a, General Prim 37.
- Orth, Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1869. Berlin W 30, Zietenstr. 6 B.
- Osann, Alfred, Dr., Professor, 1883. Freiburg i. Br.
- Oestreich, Karl, Dr., Professor, 1908. Utrecht.
- Papavasiliou, S. A., Dr., Bergingenieur, 1908. Naxos (Griechenland).
- v. Papp, Karl, Dr., Geologe an der kgl. Ungarischen Geolog. Reichsanstalt, 1900. Budapest, Stefánia út 14.
- Passarge, Siegfried, Dr., Professor, 1894. Wandsbek bei Hamburg.
- Paulcke, W., Dr., Professor, 1901. Karlsruhe, Technische Hochschule.
- Penck, Albrecht, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, Direktor des Instituts für Meereskunde und des Geographischen Instituts der Universität, 1878. Berlin NW 7, Georgenstraße 34/36.

- Penecke, K., Dr., Professor, 1881. Czernowitz, Residenzgasse 1 A.
- Person, Paul, Kaufmann, 1901. Hannover, Georgstr. 13.
- Petrascheck, Wilhelm, Dr., Sektionsgeologe der k. k. Geol. Reichsanstalt, 1901. Wien III, Rasumoffskygasse 23.
- Pfaff, F. W., Dr., Kgl. Landesgeologe, 1887. München, Herzogstr. 7 II.
- Pflücker y Rico, Dr., 1868. Lima (Peru).
- * Philipp, Hans, Dr., 1903. Greifswald, Steinbeckerstr. 43.
- Philippson, Alfred, Dr., Professor, 1892. Bonn, Königstr. 1.
- Picard, Edmund, Dr., Bezirksgeologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Pietzcker, Franz, Dr., 1909. Tübingen, Neue Str. 15.
- Pietzsch, Kurt, Dr., Geologe der Kgl. Sächs. Landesanstalt, 1908. Leipzig, Talstr. 35 II.
- Pittsburgh (Pennsylvania), Carnegie Museum, 1911.*
- Plieninger, Felix, Dr., Professor, 1891. Landwirtschaftl. Hochschule Hohenheim bei Stuttgart.
- Počta, Phil., Dr., Professor, 1908. Prag, Karlsplatz 21.
- Pohlig, Hans, Dr., Professor, 1886. Bonn, Reuterstr. 43.
- Polster, Bergrat, 1896. Weilburg.
- * Pompeckj, Jos. Felix, Dr., Professor, 1898. Göttingen. (Ab 1. IV. Tübingen.)
- Pontoppidan, Harald, Dr., 1907. Hamburg, Claus-Groth-Str. 12.
- Porro, Cesare, Dr., 1895. Mailand, Via Cappuccio 21.
- Portis, Alessandro, Dr., Professor, 1876. Rom, Museo geologico della Università.
- Posen, Naturwissenschaftliche Abteilung der Deutschen Gesellschaft für Kunst und Wissenschaft, 1909. (Zu senden an: Herrn Professor Könnemann, Posen W 3, Carlstr. 19.*
- Potonié, Henry, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent a. d. Kgl. Bergakademie, 1887. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- * Praesent, Hans, Dr., 1912. Greifswald, Langestr. 47.
- Prag, Geologisches Institut der k. k. Deutschen Universität, 1911. Prag II, Weinberggasse 3.*
- Pressel, K., Dr., Professor, 1907. München, Victor-Scheffel-Straße 8 III r.
- Quaas, Arthur, Dr., Bezirksgeologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Quelle, Otto, Dr., Privatdozent, 1903. Bonn, Loëstr. 31.
- Quiering, Heinr., Dr., 1912. Charlottenburg 5, Kaiserdamm 11, z. Z. Breslau, Oberbergamt.

- Quitow, W., Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Raeffler, Friedrich, Dr., Bergreferendar, 1908. Gera (Reuß), Nikolaistr. 1.
- Ramann, Emil, Dr., Professor, 1898. München, Zieblandstraße 16.
- Range, Paul, Dr., Kaiserl. Geologe, Leiter der Bohrkolonne Süd, 1905. Kuibis, Deutsch-Südwestafrika, via Lüderitzbucht.
- * Rassmuss, Hans, Dr., Assistent a. d. Kgl. Bergakademie, 1910. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Rau, K., Dr., Kgl. Oberförster, 1905. Bermaringen, O.-A. Blaubeuren (Württemberg).
- * Rauff, Hermann, Dr., Professor, 1877. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Reck, Hans, Dr., 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 43, Geol. Institut der Universität.
- Regel, Fritz, Dr., Professor der Geographie, 1892. Würzburg, Umlandstr. 12 I.
- Baron von Rehbinder, Boris, Dr., 1902. St. Petersburg, Berginstitut, Quart. 15.
- Reinisch, Dr., Professor, 1905. Mockau b. Leipzig.
- Reiser, K., Dr., Professor, 1906. München, Liebigstr. 16 II.
- Remelé, Ad., Dr., Honorarprofessor, Geh. Reg.-Rat, 1866. Eberswalde, Forstakademie.
- Renner, Dr., Kgl. Geologe, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- * Renz, Carl, Dr., Privatdozent, 1903. Breslau XVIII, Eichendorffstr. 53.
- Reuning, Ernst, Dr., Prokurist der Deutschen Kolonialgesellschaft für Südwestafrika, 1910. Lüderitzbucht.
- Richter, Rudolf, Dr., 1907. Frankfurt a. M.-Eschersheim, am Kirchberg 24.
- Riedel, Adolf, cand. geol., 1910. München, Ainmüllerstraße 10 I, 1. Aufg.
- Riedl, Emil, Hilfslehrer, 1911. Körbeldorf, Post Pegnitz, Oberfranken.
- Rimann, E., Dr., Dipl.-Bergingenieur und Dipl.-Markscheider, 1908. Dresden-A., Bayreuther Str. 8 II.
- Rinne, Fritz, Dr., Professor, Geheimer Regierungsrat, 1887. Leipzig, Mineral. Institut der Universität, Talstr. 35.
- Röchling, W., Bergreferendar, 1908. Saarbrücken, Kanalstraße 1.
- Röhrer, Friedr., Lehramtspraktikant, 1910. Pforzheim, Nebeniusstr. 11 I.

- Romberg, Jul., Dr., 1889. Zehlendorf (Wannsee), Landhaus Weiß, Klein-Machnower Chaussee.
- Baron von der Ropp, Jean Friedrich, Dipl.-Ingenieur, Bergwerksdirektor, 1911. Berlin W 8, Kanonierstr. 2.
- Rosenbusch, H., Dr., Professor, Geheimer Rat, 1872. Heidelberg.
- Rosenfeld, Paul, Dr., Rechtsanwalt, 1910. Berlin SW 11, Anhaltstr. 14.
- Rothpletz, August, Dr., Professor, 1876. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
- Rumpf, Joh., Dr., Hofrat u. Hochschulprofessor i. R., 1876. Piber b. Graz (Steiermark).
- Ruppel, Robert, Bergbaubeflissener, 1913. Berlin NW 40, Luisenplatz 1 IV.
- Rutten, L., Dr., 1907. Soerabaja, Java, Shanghai und Hongkong Bank.
- Ryba, Franz, Dr., o. ö. Professor a. d. k. k. Montan-Hochschule, 1912. Pöbbram.
- Sabersky-Mussigbrod, Dr., 1890. Warm Springs, 51 Dear Lodge County (Montana).
- Salfeld, H., Dr., Privatdozent für Geologie und Paläontologie, 1905. Göttingen, Geologisches Institut.
- Salomon, Wilhelm, Dr., Professor, 1891. Heidelberg, Geologisches Institut der Universität, Hauptstr. 52 II.
- Sauer, Adolf, Dr., Professor, Vorstand d. Kgl. Württ. Geol. Landesaufnahme, 1876. Stuttgart, Mineralog.-Geolog. Institut der Kgl. Technischen Hochschule, Seestr. 124.
- Schalch, Ferdinand, Dr., Großherzogl. Bad. Landesgeologe, Geheimer Bergrat, 1876. Freiburg i. Br., Rosastr. 11.
- Scheffer, Bergassessor, 1912. Essen-Ruhr, Herkulesstr. 5.
- Scheibe, Robert, Dr., Geh. Bergrat, Professor, Mitarbeiter der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1885. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Schenck, Adolf, Dr., Professor, 1879. Halle a. S., Schillerstraße 7.
- Scherber, P., Dr., Admiralitätsrat, 1911. Berlin W 15, Lietzenburger Str. 5 pt.
- Schindehütte, Georg, Dr., 1906. Kassel, Fünffensterstr. 8 I.
- * Schjerning, W., Dr., Direktor des Kaiser-Wilhelms-Realgymnasiums, 1905. Berlin SW 68, Kochstr. 66 I.
- Schlagintweit, Otto, Dr., Privatdozent, 1907. Würzburg, Scheffelstr. 3 I.
- Schlee, Paul, Dr., Professor, Oberlehrer, 1905. Hamburg 24, Immenhof 19.

- Schlenzig, J., Dipl.-Ingenieur, Bergwerksdirektor, 1898. Klingental in Sachsen.
- Schlippe, O., Dr., 1886. Leipzig-Gohlis, Menckestr. 18.
- Schloßmacher, K., Dr., 1912. Berlin NW 23, Klopstockstraße 56 I.
- Schlunck, Joh., Dr., Kgl. Geologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schmeißer, Karl, Kgl. Berghauptmann und Oberbergamtsdirektor, 1900. Breslau 18, Taschenstraße.
- Schmidle, W., Direktor der Oberrealschule, 1909. Konstanz (Baden).
- Schmidt, Adolf, Dr., Professor, 1879. Heidelberg, Zwingerstr. 2.
- * Schmidt, Axel, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1905. Stuttgart, Büchsenstr. 56.
- Schmidt, Carl, Dr., Professor, 1888. Basel, Münsterplatz 6/7.
- Schmidt, Martin, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1896. Stuttgart, Büchsenstr. 56 II.
- Schmidt, W. Erich, Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schmierer, Th., Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schnarrenberger, Karl, Dr., Großherzog. Badischer Landesgeologe, 1904. Freiburg i. B., Bismarckstr. 7.
- Schneider, Otto, Dr., Kustos an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schneiderhöhn, Hans, Dr., I. Assistent a. Mineralog.-petrogr. Institut der Universität, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Scholz, E., Dr., Geologe bei der Kaiserl. Regierung, 1910. Daressalam, Deutsch-Ostafrika.
- Schöndorf, Dr., Privatdozent, 1911. Hannover, Geolog.-Mineralog. Institut der Kgl. Techn. Hochschule.
- Schöppe, W., Dr.-Ing., Bergwerksdirektor, 1907. Berlin-Zehlendorf (Wannseeb.), Georgstraße-Erlenweg.
- Schottler, W., Dr., Bergrat, Landesgeolog, 1899. Darmstadt, Martinsstr. 93.
- * Schreiter, Rud., Dr. phil., wissenschaftl. Hilfsarbeiter am Kgl. Mineralog. Museum, 1912. Dresden-N., Förstereistr. 25 II.
- Schröder, Henry, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schrödter, E., Dr.-Ing. h. c., 1906. Düsseldorf, Jacobistraße 3/5.
- Schubart, Hartwig, Hauptmann a. D., 1901. Marburg a. d. Lahn, Roserstr. 23 B.

- Schucht, F., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schuh, Friedr., cand. geol., 1911. Freiburg i. Br., Schloßbergstraße 28 III.
- * Schulte, Ludw., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schulz, Eugen, Dr., Bergrat, 1879. Cöln-Lindenthal, Geibelstraße 33 I.
- Schulze, Gustav, Dr., 1907. München, Geol.-Paläont. Institut, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
- Schumacher, E., Dr., Landesgeologe, Bergrat, 1880. Straßburg i. Els., Nikolausring 9.
- Schünemann, Ferdinand, Bergassessor, 1905. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schwarz, Hugo, Dr., 1907. Adresse zur Zeit unbekannt.
- Schwarzenauer, Bergwerksdirektor, 1908. Helmstedt.
- Schweisfurth, Walter, Bergassessor, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schwertschläger, Jos., Dr., Professor, 1908. Eichstätt (Mittelfranken).
- Scipio, W., Regierungsassessor a. D., 1906. Mannheim, N 5.
- Scupin, Hans, Dr., Professor, 1893. Halle a. S., Friedrichstraße 41.
- * Seemann, Friedrich, Dr., Privatdozent, Kustos am Städtischen Museum, 1909. Aussig a. d. E. (Böhmen).
- Seidl, Erich, Bergassessor, 1910. Berlin N 4, Invalidenstr. 4.
- von Seidlitz, W., Dr., Privatdozent, 1906. Straßburg i. Els.-Ruprechtsau, Parkstr. 9.
- Seligmann, Gustav, Dr., Bankier, 1873. Koblenz, Neustadt 5.
- Selle, V., Dr., Bergassessor, 1909. Magdeburg, Kaiser-Wilhelm-Platz 10 pt.
- Semmel, Johannes, Bergreferendar, 1910. Halberstadt, Königl. Bergrevier, Seydlitzstr. 13.
- Semper, Max, Professor, Dr., Privatdozent, 1898. Aachen, Technische Hochschule.
- von Seyfried, Ernst, Dr., Major a. D., Mitarbeiter der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1895. Wiesbaden, Dambachtal 30.
- * Sieber, Hans, Dr., Seminarlehrer, 1908. Bischofswerda, Bautzener Straße 70.
- Siegen, Siegener Bergschulverein, E. V.*, 1910.
- Siegert, Leo, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

- Simons, Herbert, Student des Bergfachs, 1910. Charlottenburg, Grolmanstr. 61 III.
- von Smoleński, Georg, Dr., 1908. Krakau, Ul. Gołębia 18.
- Söhle, Ulrich, Dr., Bergingenieur, 1891. Halle a. S., Tiergartenstr. 6.
- Solger, Friedr., Dr., Privatdozent, z. Z. Professor a. d. Kaiserl. Universität zu Peking, 1900. Peking, China, Deutsche Post.
- Sommermeier, Leopold, Dr., 1908. Bonn, Nußallee 2.
- Soenderop, Fritz, Dr., Bezirksgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Sorg, Bergassessor, 1905. Lipine (Oberschlesien), Schlesische Aktiengesellschaft für Bergbau und Zinkhüttenbetrieb.
- * Soergel, Wolfgang, Dr., 1909. Freiburg i. Br., Geolog. Institut, Hebelstr. 40.
- Spandel, Otto, 1910. Nürnberg, Verlag des General-Anzeigers f. Nürnberg-Fürth.
- Spethmann, Hans, Dr., 1909. Berlin NW 7, Georgenstraße 34—36, Geographisches Institut.
- Speyer, Carl, Dr., 1907. Braunschweig, Techn. Hochschule.
- Spitz, Wilhelm, 1907. Freiburg i. Br., Großherzogl. Bad. Geol. Landesanstalt, Bismarckstr. 7/9.
- Spulski, Boris, Dr., 1909. Kiew, Rußland, Bolshaja Wladimirskaja 69 I.
- Stache, Guido, Dr., k. k. Hofrat, 1870. Wien III, Oetzeltgasse 10.
- von Staff, Hans, Dr., Privatdozent a. d. Universität, 1909. Berlin W 66, Leipziger Straße 115/116.
- Stahl, A. F., Bergingenieur, 1899. St. Petersburg, Degtiarnaja 26, L. 14.
- Stappenbeck, Richard, Dr., Staatsgeologe, 1904. Buenos Aires (Argentinien), Division Minas, Geología é Hidrología, Calle Maipú 1241.
- * Steenhuis, J. F., Assistent am Geolog. Museum der Technischen Hochschule zu Delft, 1909. Rijswijk, Z. H., Koninginnelaan 32.
- Steenstrup, K. J. V., Dr., Mitglied der Kommission für Grönlands geologisch-geographische Untersuchung, 1889. Kopenhagen, Forchhammersvej 15.
- Stein, Dr., Geh. Bergrat a. D., 1865. Halle a. S.
- Steinmann, Gustav, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Bonn a. Rh., Poppelsdorfer Allee 98.
- Sterzel, J. T., Dr., Professor, Direktor der städtischen naturwissenschaftlichen Sammlung, 1877. Chemnitz, Heinrich-Beck-Str. 16.

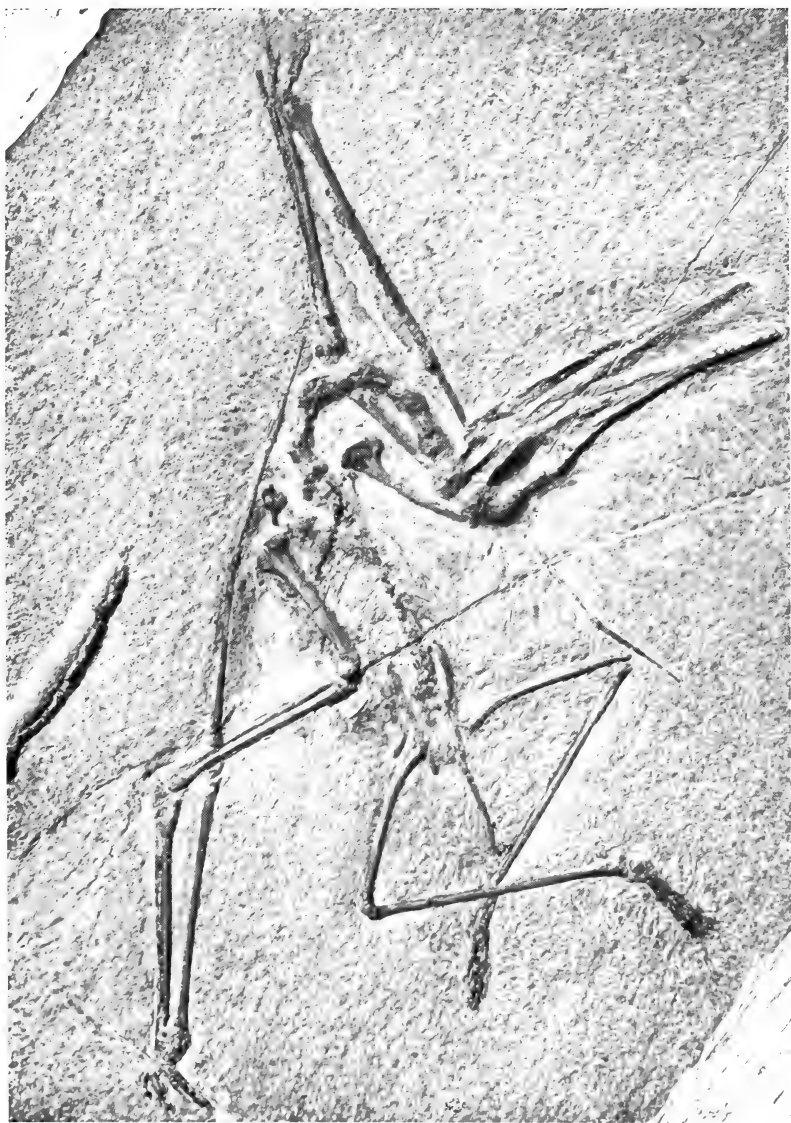
- Steuer, Alex., Dr., Bergrat, Großherzogl. Hess. Landes-geologe, 1892. Darmstadt, Roquetteweg 6.
- Stille, Hans, Dr., Professor, 1898. Leipzig-Gohlis, Stall-
baumstr. 10, Geol. Institut der Kgl. Techn. Hochschule.
- Stöber, F., Dr., Professor, 1896. Gand (Belgien), Univer-
sité, rue de la roseraie.
- Stoller, J., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1903. Berlin N 4,
Invalidenstr. 44.
- Stolley, Ernst, Dr., Professor, 1890. Braunschweig, Tech-
nische Hochschule.
- Straßburg i. E., Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität
Straßburg*, 1909. Straßburg i. E., Blessigstr. 1.
- Stremme, Hermann, Dr., Professor, Privatdozent, 1904.
Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Stromer von Reichenbach, Ernst, Dr., Professor, 1899.
München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
- Struck, Rud., Dr. med., Professor, 1904. Lübeck, Ratze-
burger Allee 14.
- Strüver, Giovanni, Dr., Professor, 1864. Rom.
- Stürtz, B., Mineralog. und paläontolog. Kontor, 1876.
Bonn, Riesstr. 2.
- Stuttgart, Geologische Abteilung des Königl. Statistischen Landesamts.*
1903.
- Stutzer, O., Dr., Privatdozent für Mineralogie und Geologie
an der Kgl. Bergakademie, 1904. Freiberg i. S.
- Sueß, F. E., Dr., Professor, 1905. Wien VII, Lindengasse 46.
- Taeger, Heinr., Dr., Privatdozent, 1910. Breslau, Schuh-
brücke 38/39.
- Tannhäuser, Felix, Dr., Professor, Privatdozent, 1903.
Charlottenburg, Min.-Geol. Institut der Techn. Hochschule.
- Tarnowitz, Oberschlesische Bergschule*, 1905.
- Teßmar, Werner, Bergreferendar, 1908. Trier, Friedrich-
Wilhelm-Str. 24.
- Thenn, Fr., Rentier, 1909. München, Rumfordstr. 19 I.
- Thiem, Günther, Dr.-Ing., Zivilingenieur, 1911. Leipzig,
Hillerstr. 9.
- Thoroddsen, Thorwaldur, Dr., Professor, 1885. Kopen-
hagen, V. Aaboulevard 27.
- * Thost, Rob., Dr., Verlagsbuchhändler, 1891. Groß-Lichter-
felde-Ost, Wilhelmstr. 27.
- Thürach, H., Dr., Großherzogl. Bad. Bergrat und Landes-
geologe, 1885. Freiburg i. B., Dreikönigstr. 50 II.
- Tießen, Ernst, Dr., 1895. Berlin-Friedenau, Friedrich-
Wilhelm-Platz 6.

- Tietze, Emil, Dr., Oberberggrat, Hofrat, Direktor der k. k. Geolog. Reichsanstalt, 1868. Wien III 2, Rasumoffskygasse 23.
- Tietze, O., Dr., Kgl. Landesgeologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Tille, Dipl.-Ingenieur, 1912. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Tilmann, Norbert, Dr., Privatdozent, 1907. Bonn, Geol.-Pal. Institut der Universität.
- Tobler, August, Dr., Privatdozent, 1907. Basel, Münsterplatz 6, Geologisches Institut.
- Tornau, Fritz, Dr., Bezirksgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Tornow, Maximilian, Bergassessor, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- * Tornquist, Alexander, Dr., Professor, 1891. Königsberg (Ostpr.), Geologisches Institut der Universität, Lange Reihe 4.
- Toula, Franz, Dr., Hofrat, Professor, 1892. Wien VII, k. k. Techn. Hochschule, Kirchengasse 19.
- Traube, Hermann, Dr., Professor, 1885. Berlin W 62, Burggrafenstr. 13.
- Trauth, Friedrich, Dr., 1907. Wien VII, Siegmundsgasse 13.
- Trummer, P. H., Kaufmann, 1909. Wandsbek, Löwenstr. 25.
- Tschernyschew, Theodosius, Dr., Direktor des Comité géologique, 1892. St. Petersburg, Wassili Ostrow, 4. Linie 15.
- Tzschachmann, Walther, Dipl.-Bergingenieur, 1912. Erdölwerke Boryslaw, Galizien.
- * Uhlemann, Alfred, Mitarbeiter der Königl. Sächs. Geolog. Landesanstalt, 1910. Plauen, Vogtland, Sedanstr. 14 II.
- Ulrich, Dr., Geh. Sanitätsrat, 1902. Berlin O, Fruchtstr. 6.
- Ulrich, A., Dr., 1886. Leipzig, Thomaskirchhof 20.
- Vacek, Michael, Dr., Chefgeologe u. Vizedirektor der k. k. Geol. Reichsanstalt, 1882. Wien III, Rasumoffskygasse 23.
- Vater, Heinrich, Dr., Professor, 1886. Tharandt, Forst-Akademie.
- Verloop, J. H., Dr., 1907. Hilversum (Holland), P. C. Hooftweg 9.
- Viebig, Bergassessor, 1907. Kray bei Essen, Zeche Ver. Bonifacius.
- Vischniakoff, N., 1876. Moskau, Gagarinsky, Perouluk 18.
- van Vleuten, Karl Ferdinand, Dr., Anstaltsarzt in der Irrenanstalt Dalldorf, 1912. Berlin-Wittenau.

- Vogel, Berghauptmann a. D., 1906. Bonn, Drachenfelsstraße 3.
- Vogel, Fr., Dr., Professor, 1884. Nikolassee bei Berlin, Cimbernstr. 3.
- Vogel von Falckenstein, K., Dr., Privatdozent an der Forstakademie, 1910. Eberswalde, Breite Straße 15.
- Vogt, J. H. L., Dr., Professor, 1891. Trondjem, Norwegen, Technische Hochschule.
- Voigt, Kaufmann, 1901. Braunschweig, Schöppenstedter Straße 35.
- Voit, Friedrich W., Dr., Bergingenieur, 1901. Windhuk, Deutsch-Südwestafrika.
- Volz, Wilhelm, Dr., Professor, 1894. Erlangen, Sieglitzhoferstr. 57.
- Vorwerg, Hauptmann a. D., 1894. Warmbrunn.
- Wagner, Richard, Oberlehrer an der Ackerbauschule, 1886. Zwätzen bei Jena.
- Wagner, Willy, Dr., 1911. Straßburg i. E., Steinwallstraße 6.
- * Wahnschaffe, Felix, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Abteilungsdirigent a. d. Kgl. Geol. Landesanstalt, 1875. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Freiherr Waitz von Eschen, Friedrich, Dr., 1902. Ringenkuhl bei Großalmerode.
- Waldenburg i. Schles., Niederschlesische Steinkohlen-Bergbau-Hilfskasse*, 1864. Waldenburg i. Schl., z. H. der Direktion der Niederschlesischen Bergschule.
- Waldschmidt, Ernst, Dr., Professor, 1885. Elberfeld, Griffenberg 67.
- Walther, Joh., Dr., Professor, 1883. Halle a. S., Domstr. 5.
- Walther, Karl, Dr., 1902. Montevideo (Uruguay), Instituto de Agronomía.
- Wanner, J., Dr., Privatdozent, 1907. Bonn, Goethestr. 8. Warmbrunn, *Reichsgräfl. Schaffgotsch'sche Majoratsbibliothek*, 1910. Warmbrunn i. Schl.
- van Waterschoot van der Gracht, Dr., W. A. J. M., Ingenieur-Directeur der Rijksofsparing van Delfstoffen, 1909. 's Gravenhage, Cremerweg 6.
- Weber, E., Dr., Tonwerkbefitzer, 1881. Schwepnitz i. S.
- Weber, Maximilian, Dr. phil. et med., Professor, 1899. München, Gabelsbergerstr. 73 III.
- Wedding, Bergreferendar, 1907. Ilsenburg a. Harz.
- Wedekind, Rudolf, Dr., Privatdozent, 1907. Göttingen, Mauerstr. 21.

- Wegner, Richard N., Dr., 1908. München W 12, Bergmannstr. 54 I.
- Wegner, Th., Dr., Privatdozent, 1904. Münster i. W., Pferdegasse 3.
- Weigand, Br., Dr., Professor, 1879. Straßburg i. Elsaß, Schießrain 7.
- Weingärtner, P. Reginald, M., O. P., 1912. Dominikanerkloster Meckinghofen b. Datteln i. Westf.
- Weise, E., Professor, 1874. Plauen im Vogtlande.
- Weiser, Friedr. Moritz, cand. geol., 1910. Leipzig-Eutritzsch, Delitzscher Str. 71 I.
- Weiß, Arthur, Dr., Physiker am Technikum, 1895. Hildburghausen, Schloßgasse 9 part.
- Weissermel, Waldemar, Dr., Privatdozent, Kgl. Landesgeologe, 1891. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Welter, Otto, Dr., 1907. Bonn, Beringstr. 4.
- Wentzel, Jos., Dr., Realschul-Professor, 1889. Laibach.
- * Wepfer, Emil, Dr. phil., 1908. Freiburg i. Br., Hebelstr. 40 (Geol. Institut der Universität).
- Wermbter, Hans, Dr., Professor, Oberlehrer, 1904. Hildesheim, Friesenstr. 13 I.
- Werth, Emil, Dr., Kartograph der Kgl. Preuß. Landesaufnahme, 1908. Berlin-Wilmersdorf, Binger Str. 17.
- van Werveke, Leopold, Dr., Bergrat, Landesgeologe, 1879. Straßburg i. Els., Ruprechtsau, Adlergasse 11.
- Wetzel, Walter, Dr., Assistent am Mineralogischen Institut und Museum, 1910. Kiel.
- Wichmann, Artur, Dr., Professor, 1874. Utrecht (Niederlande), Universität.
- Wichmann, R., Dr., 1909. Buenos Aires, Calle Maipú 1241.
- Widenmeyer, Oscar, Direktor, Dipl.-Ingenieur, 1906. Gara-Ploesti (Rumänien), Prima Societate Romana de Foraj.
- Wieggers, Fritz, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Wien, *k. k. Universitäts-Bibliothek*, 1881.
- Wien, *Mineralogisch-Petrographisches Institut d. Universität*, 1913.
- Wilckens, Otto, Dr., Professor, 1901. Jena, Reichardtstieg 4.
- * Wilckens, Rudolf, Dr., 1909. Hannover, Wiesenstr. 56.
- Willmann, Karl, cand. rer. nat., 1911. Freiburg i. Br., Hildastr. 40.
- Windhausen, Anselm, Dr., Staatsgeologe, 1903. Buenos Aires, Argentinien, Casilla Correo 1691.

- Wittich, E., Dr., 6 a del Cipres, 176, Mexiko, D. F.
- Wittmann, H., Lehrer, 1912. Dortmund, Beurhausstr. 63 II.
- Wójcik, Kasimir, Dr., Privatdozent und Assistent am Geol. Institut in Krakau, 1908. Krakau, St. Anna-Gasse 6.
- Woldřich, Dr., Professor, 1910. Prag II, Karlsplatz 287, Miner.-Geolog. Institut der Böhm. Techn. Hochschule.
- Wolf, Th., Dr., Professor, 1870. Dresden-Plauen, Hohe Straße 62.
- von Wolff, Ferdinand, Dr., Professor, 1895. Danzig-Langfuhr, Technische Hochschule, Mineral.-Geologisches Institut.
- * Wolff, F. M., Dr., 1908. Berlin NW 40, In den Zelten 11.
- Wolff, Wilhelm, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1893. Frohnau bei Berlin, Markgrafenstraße.
- Wunstorff, W., Dr., Kgl. Landesgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Wurm, Adolf, Dr., Assistent am Geol. Institut der Universität, 1910. Heidelberg.
- Würzburg, *Mineralogisch-Geologisches Institut der Kgl. Universität*, 1909.
- * Wüst, Ewald, Dr., a. o. Professor, 1901. Kiel, Mineralog. Institut.
- * Wysogórski, Joh., Dr., 1898. Hamburg 5, Lübecker Tor 22.
- Young, Alfred P., Dr., 1895. London, per Adr. Messrs. Grindlay and Co., Parliament Street 54.
- Zache, E., Dr., Professor, Oberlehrer, 1891. Berlin O 17, Küstriner Platz 9 II.
- von Zahn, Gustav Wilhelm, Dr., Professor der Geographie an der Universität, 1905. Jena, Marienstr. 8.
- Zechlin, Konrad, Apotheker, 1906. Salzwedel.
- Zeise, Oskar, Dr., Landesgeologe a. D., Bureau für wirtschaftliche Geologie, 1886. Mariendorf bei Berlin, Ringstraße 86 I.
- Ziervogel, Herm., Dr., Dipl.-Bergingenieur, Großherzogl. Bergmeister, 1908. Karlsruhe, Zähringerstr. 65.
- Zimmer, Robert, Bergwerksunternehmer, 1901. Kassel-Wilhelmshöhe, Schloßteichstr. 13.
- * Zimmermann, Ernst, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Zimmermann, Ernst, Dr., Kgl. Geologe, 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Zobel, Rektor, 1910. Groß-Lichterfelde W., Sophienstr. 7.
- Zuber, Rudolf, Dr., Professor an der Universität, 1897. Lemberg (Galizien), Universität, Geologisches Institut.



Pterodactylus micronyx H. v. MEYER
aus dem lithographischen Schiefer von Eichstätt in Bayern.
Original in der Münchner paläontologischen Staatssammlung.
Etwas verkleinert.

Fig. 1.

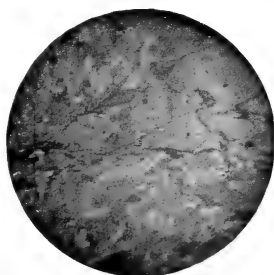


Fig. 2.

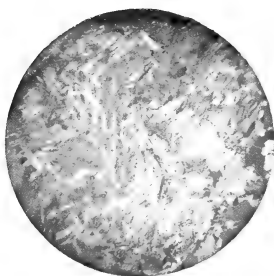


Fig. 3.

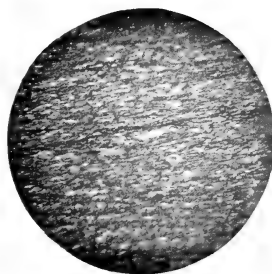


Fig. 4.

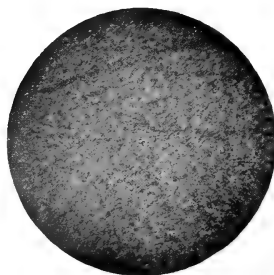


Fig. 5.



Fig. 6.

- Dünnschliffe der normalen Serie: Orthogneis-Phyllit im Fichtelgebirge (Asch—Rehau).
 1. Orthogneis (Asch), 2. Paragneis mit Sillimanit (Neuhausen), 3. Glimmergneis (Schilderberg),
 4. Glimmerschiefer (Schönlind), 5. Phyllit (Rehau), 6. Devon (bei Wurlitz).
 Alle mit derselben Vergrößerung, Nicol unter 70° gekreuzt.

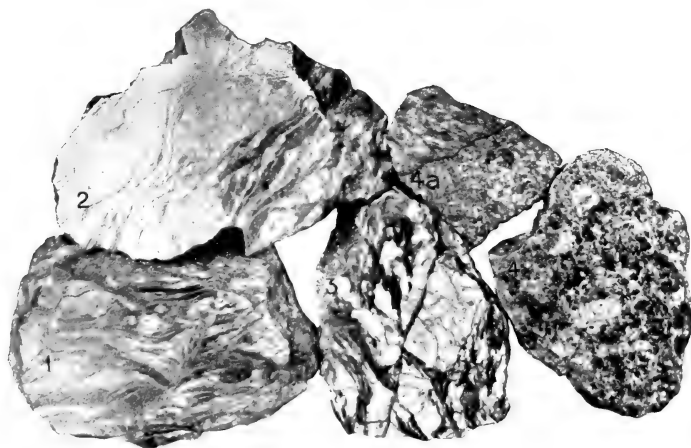
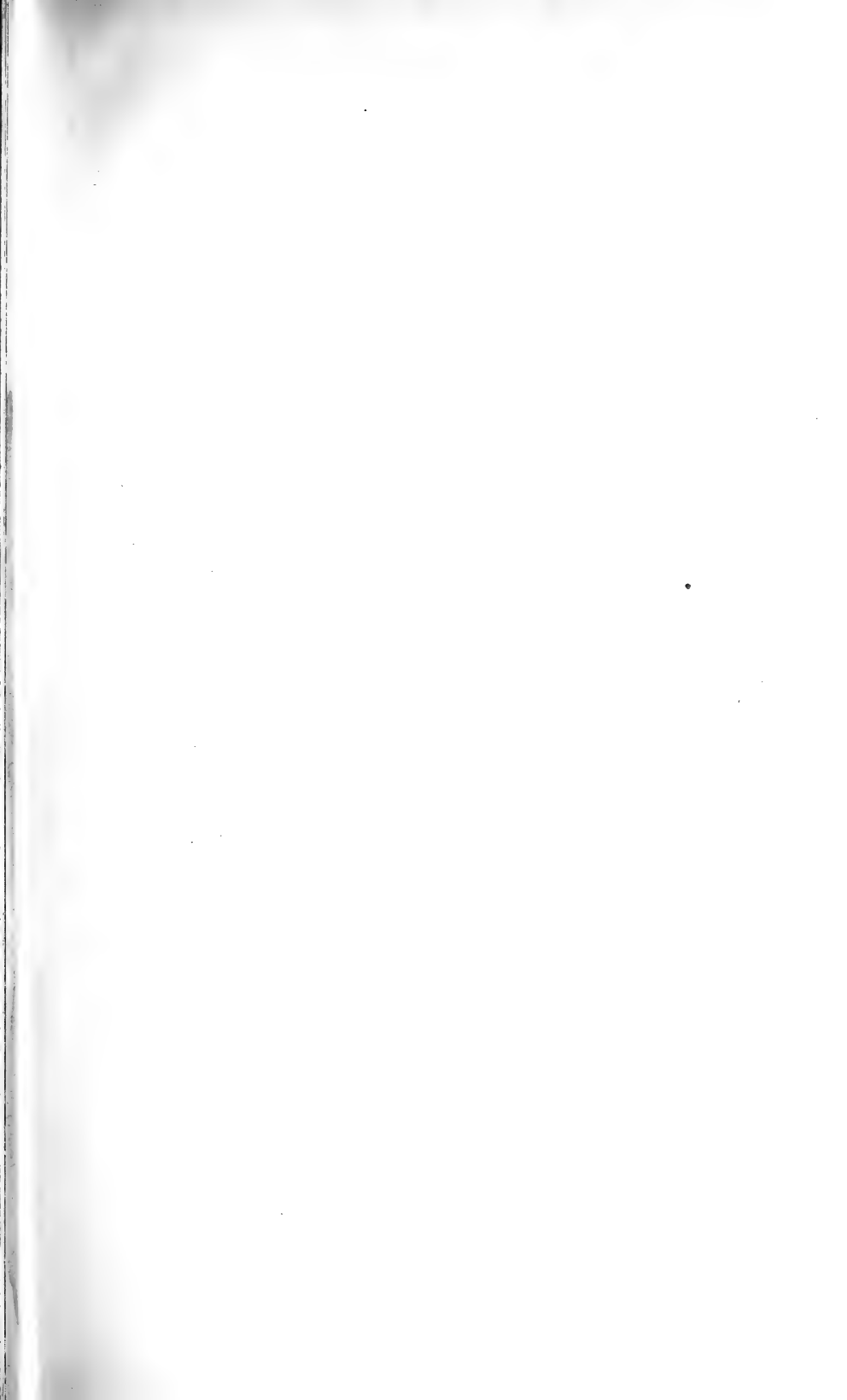


Fig. 7.

Fichtelgebirge, Nusser.

1. Grobflaseriger Orthogneis, 2. Gneis mit sehr großem Orthoklas grob-parallel struiert.
 3. Gneis in Granitnähe mit Rissen, die von Biotit verkittet: die Paralleltexur schon un-
 deutlich. 4. Granit. 4a. Grenze von Gneis (oben), an Granit (unten).

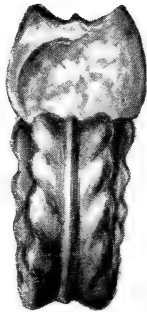




Erklärung zu Tafel XIV.

- Fig. 1, 2, 3. *Leukadiella Helenae* RENZ aus dem oberen Lias von Anavrysada auf Leukas. In doppelter Vergrößerung. S. 587.
- Fig. 4. *Hildoceras Nausikaae* RENZ aus dem oberen Lias der Pagania-Halbinsel an der epirotischen Festlandsküste gegenüber von Korfu. Etwa doppelt vergrößert. S. 607.
- Fig. 5 u. 6. *Frechiella Achillei* RENZ aus dem oberen Lias zwischen Kataïto und Mursia in Epirus. Nach dem Original verdoppelt. S. 594.
- Fig. 7 u. 8. *Paroniceras sternale* BUCH aus dem oberen Lias von Anavrysada auf Leukas. Natürliche Größe. S. 603.

Sämtliche Originale sind Eigentum des Verfassers (Privatsammlung C. RENZ). Die sämtlichen Ammoniten sind als Steinkerne erhalten.



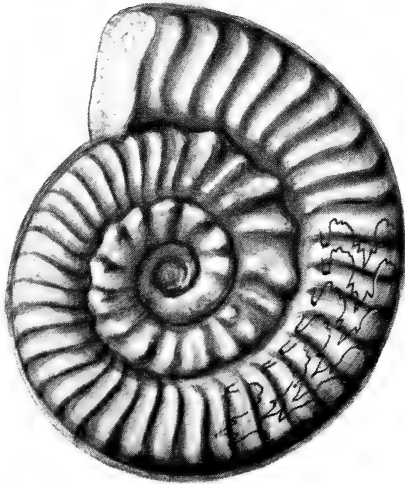
1



2



3



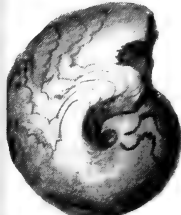
4



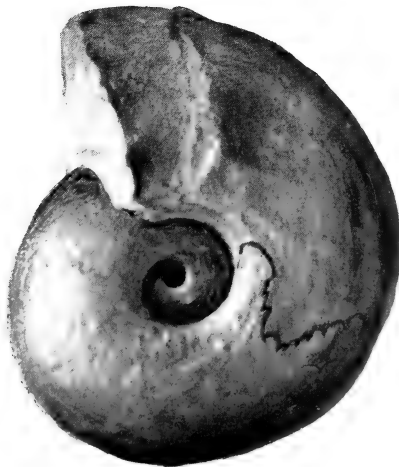
5



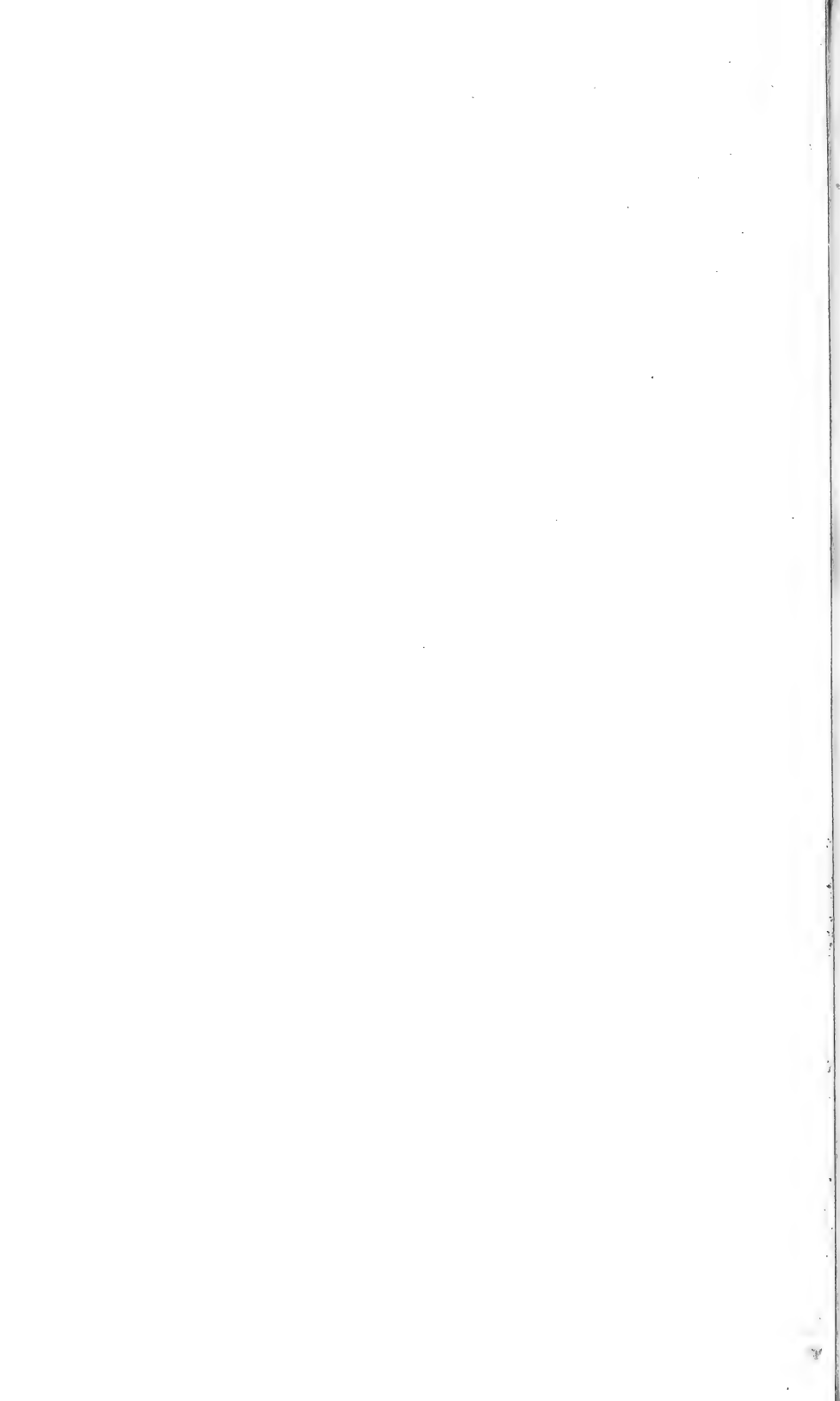
7

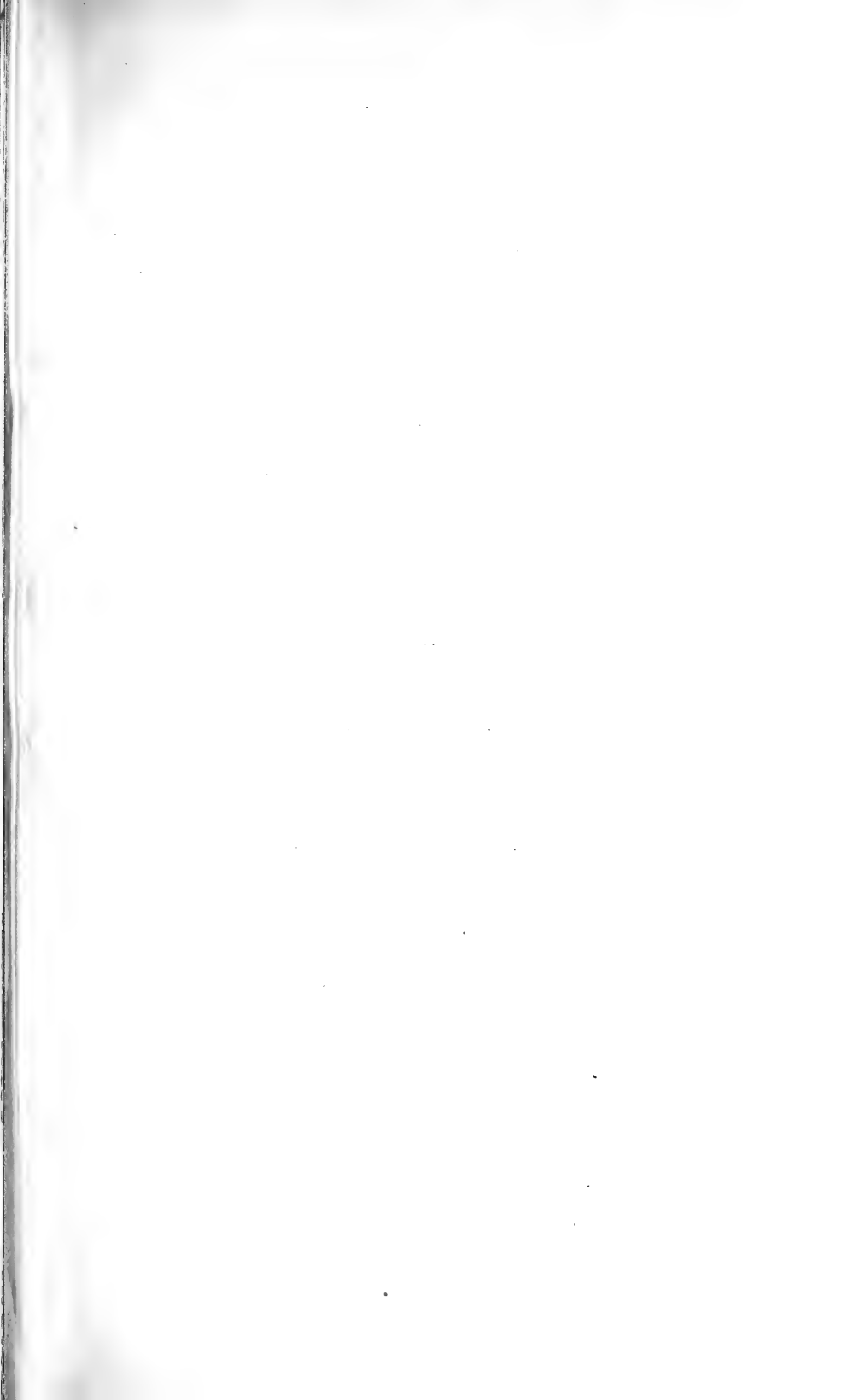


8



6



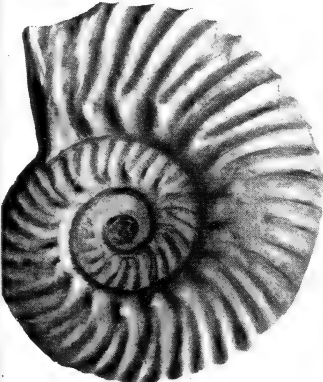


Erklärung zu Tafel XV.

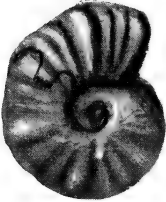
- Fig. 1 u. 2. *Hildoceras comense* BUCH var. *Alkinoi* RENZ aus dem Oberlias von Palaeospita auf Korfu. In doppelter Vergrößerung. Steinkern. S. 612.
- Fig. 3. *Paroniceras lusitanicum* RENZ aus den Capricornus-Schichten der Serra d'El Rei in Portugal. Doppelt vergrößert. S. 605.
- Fig. 4. *Frechiella Kammerkarensis* STOLLEY aus dem Oberlias von Silvan in Portugal. Natürliche Größe. S. 596.
- Fig. 5. *Paroniceras sternale* BUCH aus den Capricornus-Schichten der Serra d'El Rei in Portugal. Doppelt vergrößert. S. 603.
- Fig. 6 u. 7. *Paroniceras Telemachi* RENZ aus dem Oberlias von Aveyron (Bosc). S. 603.
- Fig. 8. *Hildoceras erbaense* HAUER var. *acarnanica* RENZ. (Übergangsform zwischen *Hild. erbaense* und *Hild. Lilli*¹⁾), Steinkern aus dem Oberlias an dem Wege Zavista-Aëtos in Akarnanien. Natürliche Größe. S. 615.
- Fig. 9. *Hildoceras erbaense* HAUER aus dem Oberlias von Perithia auf Korfu. Steinkern in natürlicher Größe. S. 615.

Die Originale der Fig. 3 u. 5 liegen in Lissabon im Museum des Commissão do Serviço Geologico; das Original der Fig. 6 u. 7 gehört der Breslauer Sammlung an; die griechischen Originale liegen in der Privatsammlung von CARL RENZ.

¹⁾ Die periodischen Einschnürungen sind weniger stark ausgeprägt, als bei dem Typus des *Hildoceras erbaense* HAUER.



1



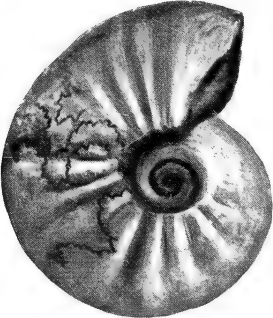
3



2



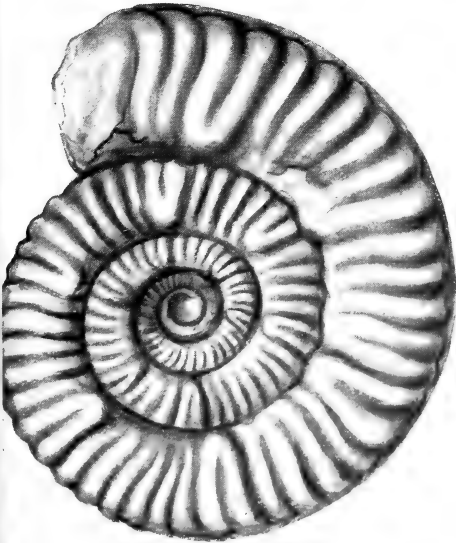
5



4



6



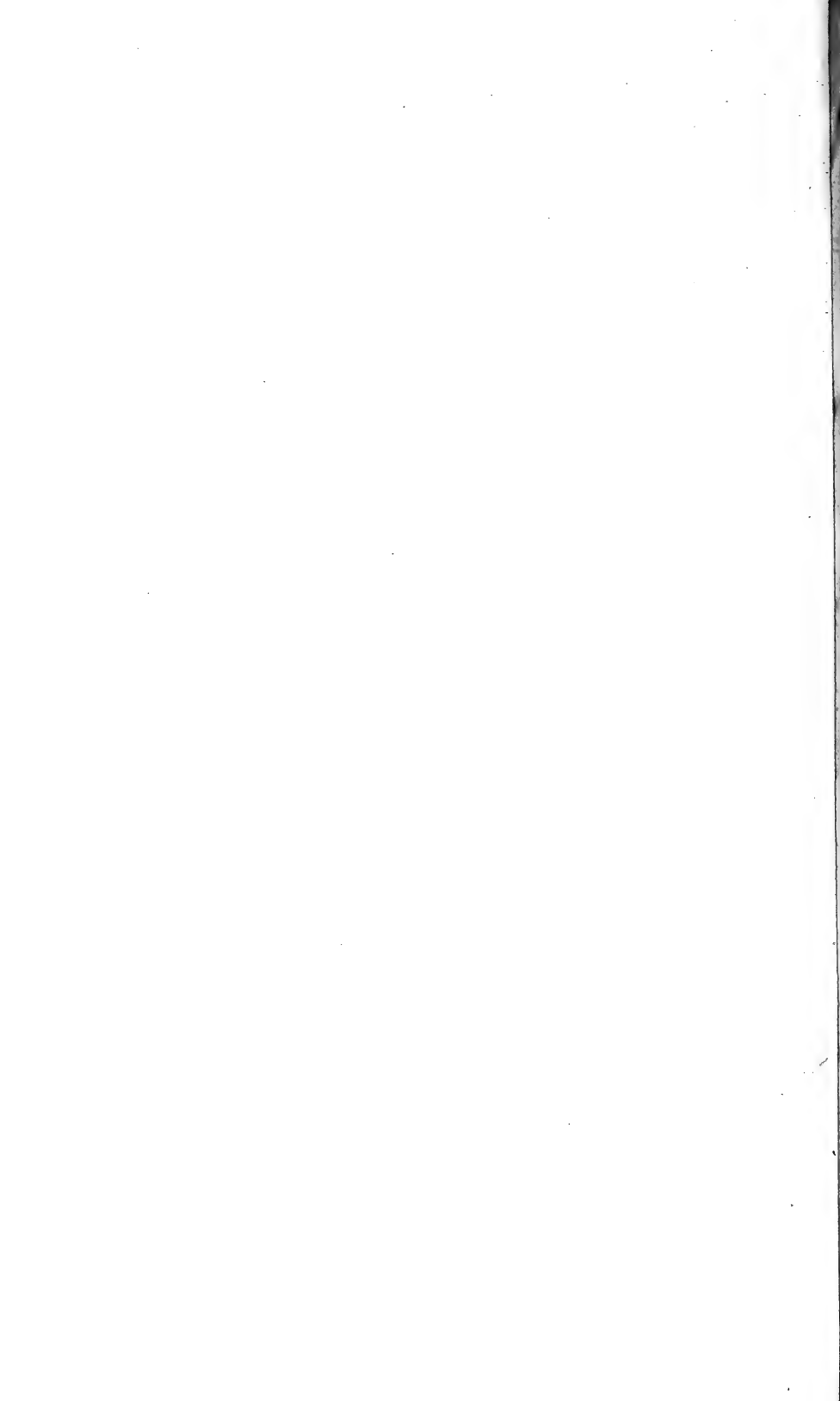
8



7



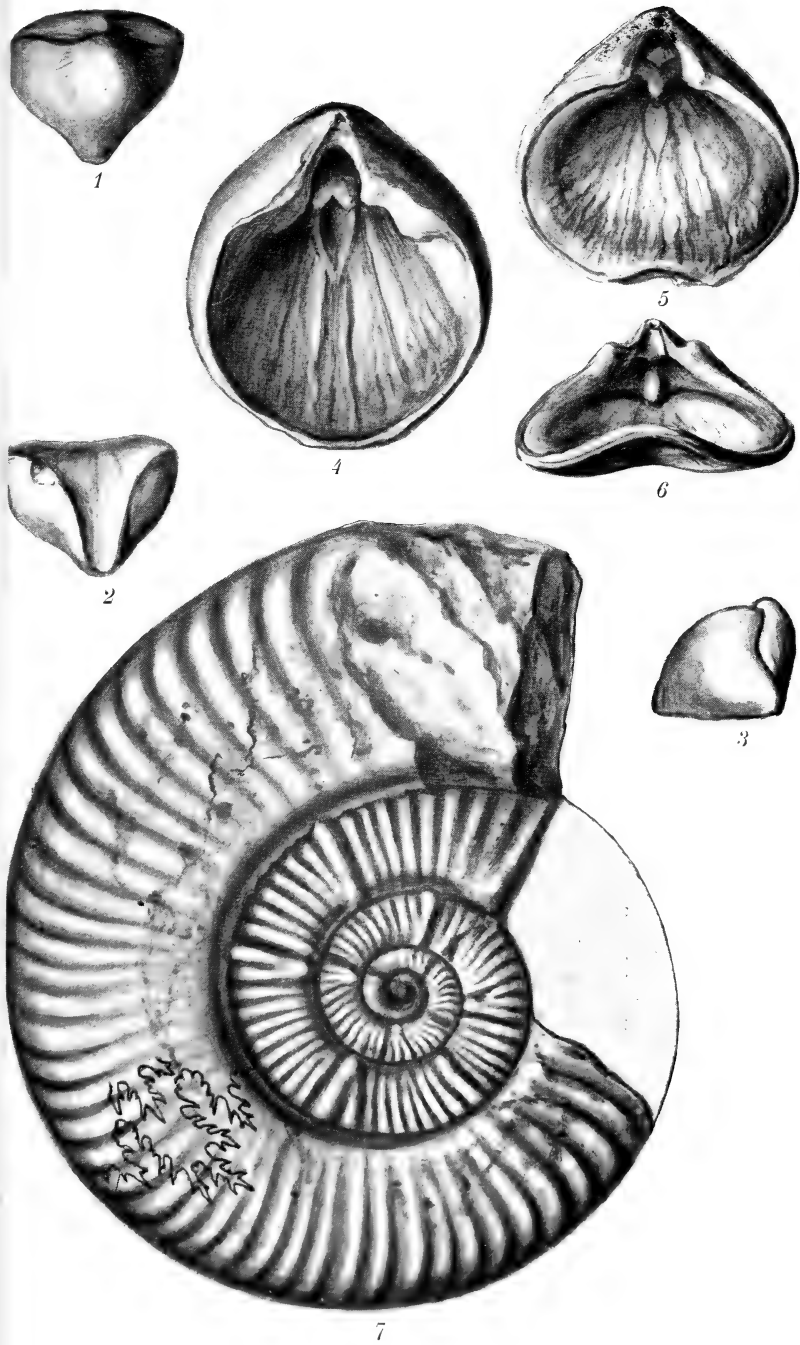
9



Erklärung zu Tafel XVI.

- Fig. 1, 2 u. 3. *Athyrella Derbyi* WAAGEN var. *Roxanae* RENZ aus dem obersten Productuskalk von Warcha im indischen Salzgebirge. Natürliche Größe. S. 626.
- Fig. 4. *Athyrella hybrida* WAAGEN aus dem oberen Productuskalk von Chideru im indischen Salzgebirge. Doppelt vergrößert. S. 623.
- Fig. 5 u. 6. *Athyrella Derbyi* WAAGEN aus dem obersten Productuskalk von Virgal im indischen Salzgebirge. $1\frac{1}{2}$ fach vergrößert. Innenansicht der Ventralschale; Fig. 6 etwa in der Längsachse der großen Klappe orientiert. S. 623.
- Fig. 7. *Hildoceras erbaense* HAUER aus dem Oberlias der Pagania-Halbinsel in Epirus. Steinkern in natürlicher Größe. S. 608.

Die indischen Originale gehören der Breslauer Universitätssammlung an; die griechischen der Privatsammlung des Verfassers.



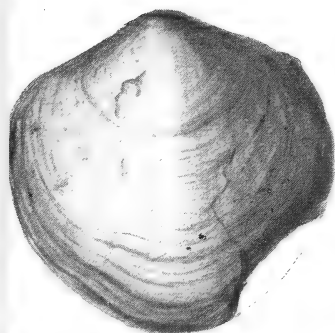
1000

1000

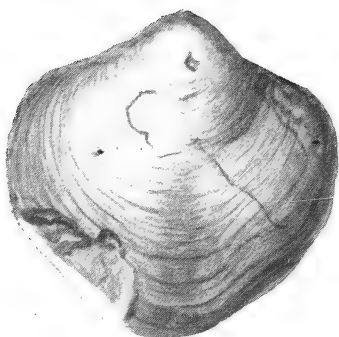
Erklärung zu Tafel XVII.

- Fig. 1, 2, 3 u. 4. *Reticularia Frechi* RENZ aus dem mittleren Productuskalk (Zone des *Xenodiscus carbonarius*) von Virgal in der indischen Salzkette. S. 617.
- Fig. 5. *Athyrella fusiformis* WAAGEN aus dem oberen Productuskalk von Chideru im indischen Salzgebirge. Natürl. Größe. S. 621.
- Fig. 6. *Athyrella Derbyi* WAAGEN aus dem oberen Productuskalk von Jabi im indischen Salzgebirge. Natürliche Größe. S. 621.
- Fig. 7. *Athyrella grandis* DAVIDSON aus dem mittleren Productuskalk von Warcha. Salt-Range. Natürliche Größe. S. 621.
- Fig. 8, 9, 10 u. 11. *Athyrella grandis* DAVIDSON var. *proteisimilis* RENZ aus dem oberen Productuskalk von Warcha im indischen Salzgebirge. Natürliche Größe. S. 626.

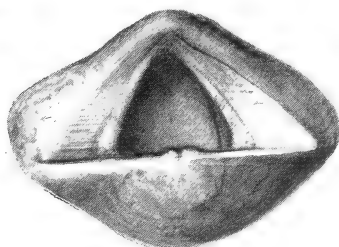
Die Originale liegen im Breslauer Universitäts-Museum.



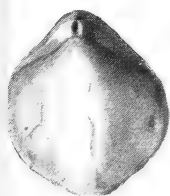
1



2



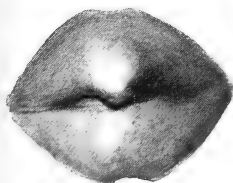
3



6



5



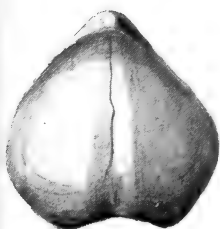
8



4



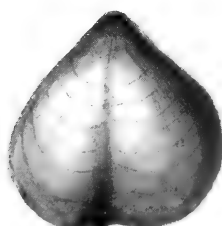
9



11



7



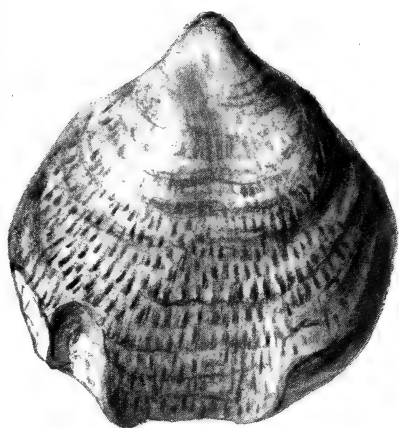
10



Erklärung zu Tafel XVIII.

- Fig. 1, 2 u. 3. *Aulosteges Wangenheimi* VERNEUIL aus dem mittleren Productuskalk (Zone des *Xenodiscus carbonarius*) von Virgal, Salt-Range. S. 627.
- Fig. 4 u. 5. *Aulosteges Wangenheimi* VERNEUIL aus dem mittleren Productuskalk (Zone des *Xenodiscus carbonarius*) von Chideru, Salt-Range. S. 627.
- Fig. 6. *Athyrella minuta* WAAGEN aus dem oberen Productuskalk von Jabi (Salt-Range). Etwa $1\frac{1}{2}$ fach vergrößert. Innenansicht der Stielklappe. S. 623.

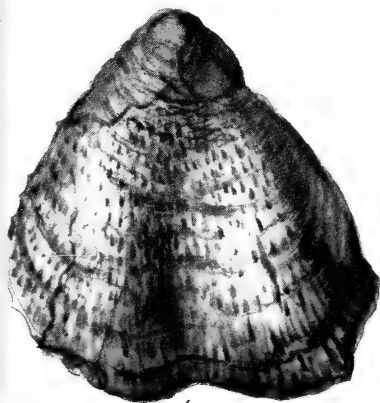
Die Originale befinden sich im Breslauer Universitäts-Museum.



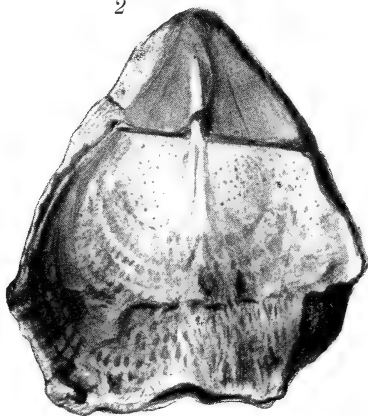
1



2



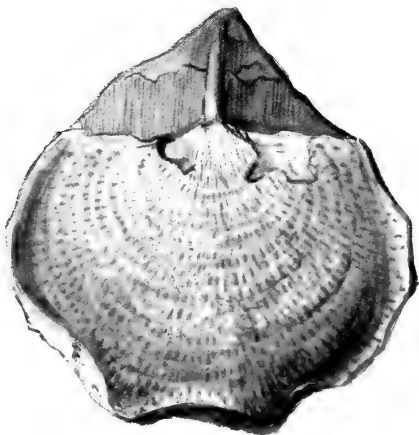
4



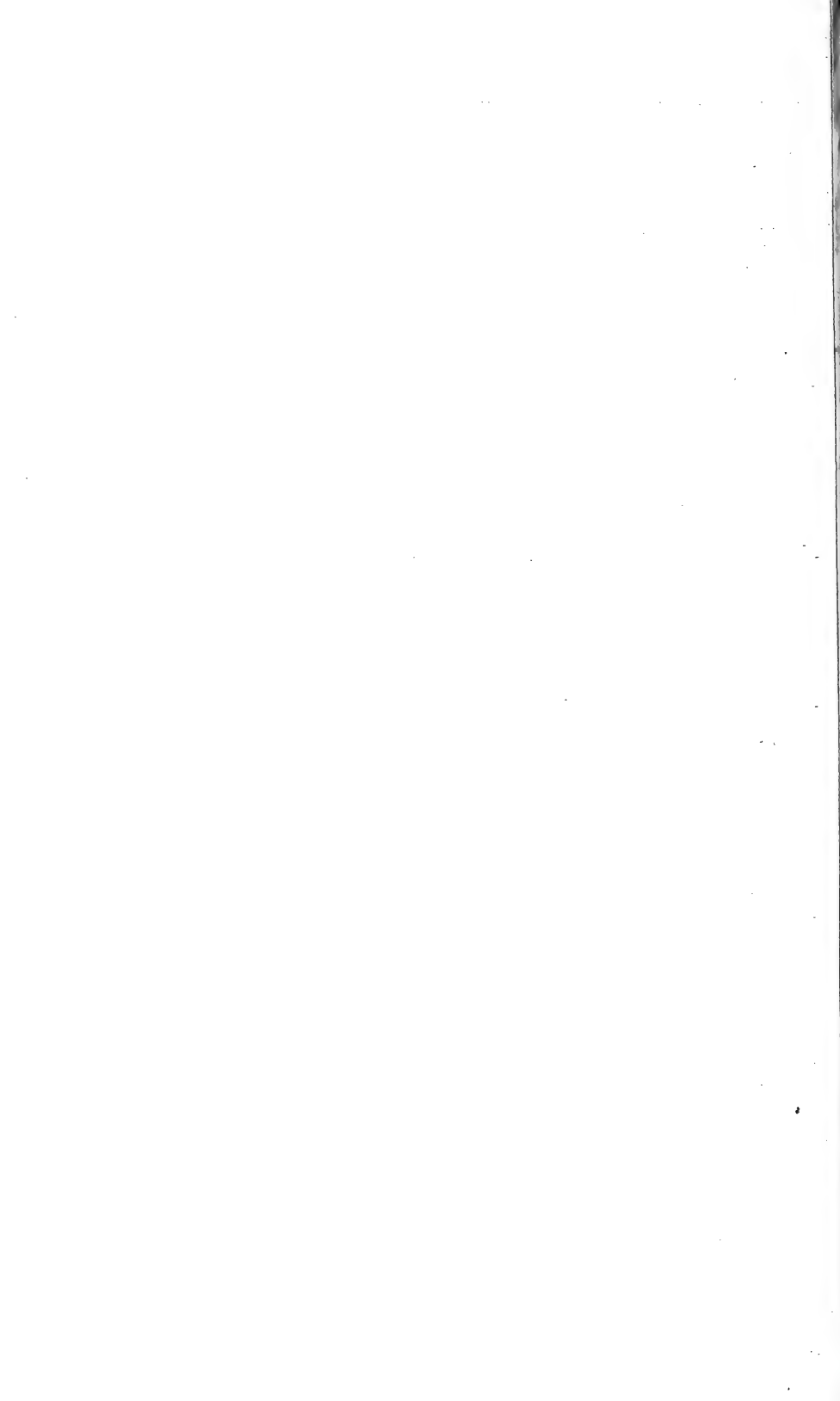
5



6



3



w. 75/12

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 1.

1912.

Protokoll der Sitzung vom 3. Januar 1912.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFTE.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolls der vorigen Sitzung. Das Protokoll wird genehmigt.

Der Vorsitzende teilt dann mit, daß der Vorstand in seiner letzten Sitzung folgenden Beschluß gefaßt hat:

„Im Interesse aller Mitglieder beschließt der Vorstand, die Dauer eines jeden wissenschaftlichen Vortrages in den Sitzungen auf eine halbe Stunde zu beschränken und nur in besonderen Ausnahmefällen im Höchsthalle eine Ausdehnung auf dreiviertel Stunden zuzulassen. Der Vorsitzende ist verpflichtet, den Vortragenden kurz vor Ablauf der Redezeit darauf aufmerksam zu machen, daß er ihm, falls er die Zeit überschritte, das Wort entziehen müsse.“

Dazu sprechen die Herren GRÄSSNER und RAUFF. Herr GRÄSSNER regt an auch für die Diskussionen eine entsprechende Beschränkung eintreten zu lassen.

Der Gesellschaft wünschen beizutreten:

Das geologische Institut der deutschen Universität in Prag, II. Weinberggasse 3, vorgeschlagen durch die Herren EBERDT, JENTZSCH und ZIMMERMANN I.

Die mineralogische Abteilung des Ungarischen Nationalmuseums in Budapest, vorgeschlagen durch die Herren BELOWSKY, HENNIG und RECK.

Herr Privatdozent Dr. SCHÖNDORF in Hannover, Geologisch-mineralogisches Institut der Kgl. Technischen

Hochschule, vorgeschlagen durch die Herren VON LINSTOW, GRUPE und STILLE.

Herr Oberbergamtsmarkscheider ULLRICH in Breslau wünscht, daß seine Mitgliedschaft auf den *Deutschen Markscheider-Verein* in Breslau übertragen wird.

Die als Geschenk eingegangenen Werke werden der Versammlung durch den Vorsitzenden vorgelegt.

Sodann macht Herr JAEKEL-Greifswald geschäftliche Mitteilungen über die nächste Hauptversammlung der Gesellschaft in Greifswald und Vorschläge für die anzuschließenden Exkursionen.

Dazu sprechen die Herren MENZEL, JAEKEL, KEILHACK, RAUFF und der Vorsitzende.

Außerdem gibt Herr JAEKEL eine Anregung für eine zu gründende Paläontologische Gesellschaft zur Entlastung der Vortragsitzungen der Geologischen Gesellschaft.

Dann erteilt der Vorsitzende Herrn JAEKEL das Wort zu dem Bericht über seine Dinosaurierfunde bei Halberstadt.

In der Diskussion sprechen die Herren KEILHACK, TORNIER, NAUMANN und der Vortragende.

Herr G. TORNIER bemerkt zu den Ausführungen des Herrn JÄKEL:

Herr JÄKEL hat es für richtig befunden, das hier schon einmal Gesagte zu wiederholen, daß ich mich nämlich in einer ganz sekundären Sache, und zwar bei der Annahme, daß die Astragali des *Diplodocus* in dessen Skelettreakonstruktion durch HATCHER vertauscht seien, getäuscht habe. Wenn nun auch, entgegen seiner Ansicht, das Auftreten von *diplo-*
docus-ähnlichen Astragali und von Astragalus + Calcaneus bei anderen Dinosaurierarten wie *Diplodocus* ein Beweis gegen meine Vermutung durchaus nicht sind — versicherte mir doch unlängst eine Autorität auf diesem Gebiet, daß der *Diplodocus* einen Calcaneus „ganz und gar nicht gehabt habe“ —, so bin ich doch durchaus der Überzeugung, daß ich mich bei jener Annahme getäuscht habe. Sie wurde aber jedenfalls nicht, wie Herr JÄKEL seinerzeit (diese Zeitschr. 1910, S. 274) willkürlich annahm, „mit großer Sicherheit“ gemacht, sondern erst auf Grund sehr sorgfältiger anatomischer Erwägungen, die es unbedingt zu erfordern schienen, und nach sehr langem schweren Bedenken, da ein fest montiertes Skelett ein freies wissen-

schaftliches Arbeiten an den Gelenken überhaupt nicht gestattet, sondern nur Wahrscheinlichkeitsschlüsse zuläßt.

Weil nun aber jene anatomischen Gründe, die auch zurzeit noch mit vollem Recht bestehen, auch dann erfüllt sind, wenn dem Tier ein Astragalus + Calcaneus zukommen, und sich bei *Diplodocus* der bisher nur aufgefundene eine dieser Knochen der Tibia tadellos anpaßt, gebe ich die früher vertretene Anschauung auf. — Für die Beurteilung des Baues und der charakteristischen Haltung des Tieres macht dies aber, das sei nochmals wiederholt, rein gar nichts aus — worauf ich demnächst in einer besonderen Arbeit sehr eingehend zurückkommen werde.

Wenn aber Herr JÄKEL jetzt zugleich auch darauf noch tadelnd eingeht, daß ich bisher diese Meinungsänderung noch nicht literarisch niedergelegt habe, so lag es seinerzeit, als er den ersten Vortrag über die Halberstädter Funde hier hielt (diese Monatsber. 1910, S. 270), ganz bei ihm, das an meiner Stelle mit vollem Recht zu tun; denn er besprach mit mir vor seinem Vortrag verschiedenes daraus, und ich erklärte ihm damals schon, daß ich mich in der Astragalusdeutung sicher getäuscht hätte; er war also wohl imstande und durchaus berechtigt, das in seinem Vortrag zu erwähnen, und ich selbst hätte es unter solchen Umständen getan.

Ferner wird sich, bin ich überzeugt, sehr bald zeigen, zu welcher Zeit sich Herr JÄKEL anatomisch weit mehr getäuscht hat als ich: Ob damals nämlich, als er auf Grund seiner Halberstädter Funde, diese einschließend und meine vorangehenden Ausführungen über den *Diplodocus* verallgemeinernd, erklärte (diese Zeitschr. 1910, S. 276): „Das Ergebnis meiner Darlegungen wäre demnach: 1. Daß die sauropoden Dinosaurier sich auf ihren Beinen nach der Art der Eidechsen bewegten; daß sie ihre Beine, besonders die Hinterfüße, auch zu scharfender Tätigkeit benutzten. 2. Daß die Zehen eine große Beweglichkeit an den Metapodien verraten, keineswegs aber mit digitigrader Stellung den Körper stützen und tragen konnten.“ — und als er auf Grund eines Scherzbildes (S. 271) sogar in der Sache Prioritätsansprüche machen zu wollen schien. Oder jetzt, wo er in seinem Buch: Die Wirbeltiere, 1911, Seite 158, und nun hier soeben — auch auf Grund seiner Halberstädter Funde und diese miteinschließend — die Saurischia der Trias- und Juraformation, „die sich mit einigen kräftigen Krallen an den 3—4 inneren Zehen wohl einer omnivoren, wenn nicht gar frugivoren Lebensweise anpaßten,“ als hüpfend darstellt; während die Halberstädter Tiere 1910 eine carnivore

Vorstufe für Kleintierfresser und „in ihrer Gebißform niemals für eine herbivore Lebensweise geeignet“ gewesen sein sollten.

Und wäre hierzu noch folgendes hinzuzufügen:

Als ich in diesem Herbst mit der, aus dem Studium der VON HUENESchen Abbildungen stammenden, ganz sicheren Überzeugung in Stuttgart eintraf, daß die in diesem Triaswerk behandelten Dinosaurier durchweg typischen Reptilienhabitus gehabt haben müssen, da sie vor allem im Schulter- und Hüftgelenk über den typischen Reptilienbau noch nicht hinausgehen, und daß sie soweit feststellbar auf vieren gelaufen sein müssen, erklärte mir Herr Prof. FRAAS — ohne Kenntnis meiner Meinung — sofort, daß er auf Grund seiner aufs vorzüglichste und vollständig erhaltenen neuesten Triasdinosaurierfunde zu der Überzeugung gekommen sei, daß diese Funde in typischem Reptilienhabitus auf 4 Füßen gelaufen seien, und stützte er sich dabei vor allem auf Tiere, die in wunderbar natürlicher Stellung konserviert worden waren. Auch machte er mich extra auf den Gegensatz zwischen dieser seiner und VON HUENES Anschauung aufmerksam. Anatomische Untersuchungen an den Skeletten, die er mir freundlichst gestattete, ergaben die volle Berechtigung dieser Anschauung. Und ebenso ließ sich in Stuttgart und Tübingen für alle daselbst vorhandenen zur selben Gruppe gehörigen Triasdinosaurier mit größter Sicherheit der typische Reptilienbau, die Horizontalbewegung der Gliedmaßen in Schulter- und Hüftgelenk z. B., durchaus sicher nachweisen.

Und wenn Herr JÄKEL, wie soeben, so sehr hohen Wert auf schnellste aktive Zurücknahme von Falscherkanntem durch den Autor selbst legt: Warum erwähnte er in dem eben gehaltenen Vortrag nicht, daß er sich in der Beurteilung der Halberstädter Funde seiner nunmehrigen Ansicht nach vorher getäuscht habe? Und warum bildet er in seinem Artikel: Rekonstruktionen fossiler Tiere, in MEYERS Großem Konversationslexikon, 6. Aufl., Bd. 22, Jahressupplement 1909—1910, *Triceratops* und *Stegosaurus* in vierfüßigem Reptilienhabitus ab, während er in seinem Buch: „Die Wirbeltiere“ die hochbeinigen Skelettabbildungen dieser Tiere von MARSH verwendet, ohne seine eigenen Lexikon-Rekonstruktionen zu erwähnen? Da nach normalem Gebrauch immer die letztvertretene Anschauung eines Autors gilt, liegt auch hier also Meinungsänderung vor; denn man kann doch nicht annehmen, daß dieses Verfahren besagen will, daß bei den betreffenden Tieren das Skelett nach Säugetier-, Haut und Weichteile dagegen nach Reptilienhabitus verwendet wurden.

Sodann erhält Herr GAGEL das Wort zu seinem Vortrage über das letzte Erdbeben auf Formosa¹⁾ (mit Lichtbildern).

Zur Diskussion sprechen die Herren HENNIG und der Vortragende.

Herr H. HESS VON WICHENDORFF spricht sodann: **Über einige noch unsichere Vorkommen von typischer Litorinafauna in Ostpreußen.** (Mit 1 Textfigur.)

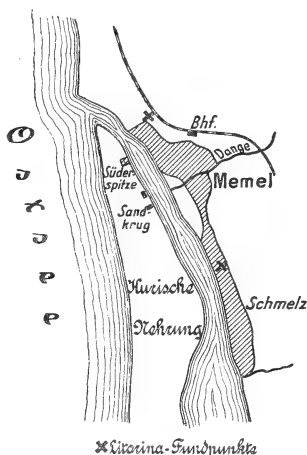
Bei den eingehenden geologischen Untersuchungen, die der Vortragende im Laufe der letzten Jahre auf der Kurischen Nehrung vornahm, wurde festgestellt, daß im südlichen Teile dieses eigenartigen, beinahe 100 Kilometer langen Landstreifens, zwischen Seebad Cranz und Sarkau, und ferner auch in der Mitte der Nehrung, zwischen Rossitten und Kunzen, teils in geringer Tiefe, teils sogar an der Oberfläche anstehend mächtige Ablagerungen von Geschiebemergel als fester diluvialer Sockel der Nehrung vorhanden sind. In den dazwischen liegenden Gebieten wie überhaupt im weitaus größten Teile der Kurischen Nehrung lagern dagegen mächtige alluviale Bildungen dem hier meist 12—30 Meter, stellenweise noch tiefer, unter den Meeresspiegel hinabreichenden Diluvialsockel auf. Vorwiegend bestehen diese Schichten aus fossilarmen, dem diluvialen Spatsand ähnlichen, alluvialen Meeressanden. In ihnen sind im ganzen Gebiete der Nehrung große, oft Kilometer lange unregelmäßig verbreitete typische Süßwasserablagerungen von verschiedener Mächtigkeit eingebettet, wie auch andererseits marine Muschelbänke eingelagert. Die Süßwasserbildungen sind im Untergrunde der Nehrung außerordentlich verbreitet; bald lassen sie sich an der Seeseite und in der Mitte der Nehrung auf größere Strecken nachweisen, bald treten sie an der Haffseite unter dem Drucke der Wanderdünen als $\frac{1}{2}$ —6 m hohe Aufpressungen zutage. Auf letzteren Umstand hat zuerst BERENDT in seiner Geologie des Kurischen Haffes hingewiesen. Diese Süßwasserablagerungen im Untergrunde der Nehrung sind bezeichnenderweise sämtlich typische Faulschlamm- bzw. Sapropelbildungen. Sie sind teils als fossilreiche Haffsande, teils als stark tonige schlickartige Haffmergel mit zonenweise eingelagerten Süßwasserkonchylien, Holzresten und Kiefernzapfen usw., teils als mächtige Faulschlammmodder-Ablagerungen

¹⁾ Der Vortrag von Herrn GAGEL ist aus redaktionellen Gründen im Heft 4 des Bandes 63 abgedruckt.

ausgebildet. Ostsee und Haff werfen bei Sturmweather die vom Grund losgerissenen Haffmergelfladen in Mengen an den Strand, die — frisch graubraun, in trockenem Zustande hellgrau — an die Töckgeschiebe Helgolands erinnern. Nicht ganz so häufig wie diese Faulschlamm-Süßwasserbildungen sind die Ablagerungen mariner Muschelbänke im tieferen Untergrunde der Nehrung, die indessen auch schon an mehreren Punkten, wie z. B. bei Sandkrug, Schwarzort und Pillkopen von mir nachgewiesen wurden. Leider läßt das unzureichende Bohrmaterial ein sicheres Urteil über den Charakter der Meeresfauna nicht zu; nur *Cardium* und *Tellina* läßt sich überall deutlich feststellen, so daß man vorläufig an der Hand dieser Proben die Fauna als der heutigen Ostseefauna entsprechend ansehen muß. Dafür scheint auch der Umstand zu sprechen, daß der bekannte alluviale Bernsteinhorizont von Schwarzort in diesen marinen Schichten eingelagert auftritt (in gleicher Weise wie bei den benachbarten russischen analogen Vorkommen bei Polangen), ebenso wie noch heute in diesen Gegenden am Strande der Ostsee die gleichen Ablagerungen entstehen.

Bei diesem Stande der Forschungen auf der Kurischen Nehrung war es mithin sehr auffallend, als ich im Frühjahr 1911 an zwei Stellen nördlich und südlich von Memel, gegenüber dem Nordende der Nehrung, eine typische Litorinafauna auffand, deren Herkunft zurzeit noch nicht aufgeklärt ist. Der eine Fundpunkt befindet sich nördlich von Memel in der Sandgrube von Bommelsvitte zwischen der Försterei und dem Lepraheim, in einer Entfernung von 700 Metern vom Haffe, in einer Höhe von etwa 12 m über N. N., nahe dem früheren Plantagenfort. Während die tieferen Schichten aus fossilfreiem feinen Sand bestehen, zeigen die oberen Bänke der Gehänge der Sandgrube langgestreckte unregelmäßige Lagen und Schlieren verschiedenartigen und verschiedenfarbigen Sandes, die in bestimmten petrographisch erkennbaren Schichten immer dieselbe Fauna führen und sich scharf von anderen Bänken mit anderer Fauna unterscheiden. So findet man bestimmte Konchylien vergesellschaftet immer wieder in denselben hechtgrauen Sanden, andere Muscheln und Schnecken in besonderen Schichten an anderen Stellen des Aufschlusses. Auffälliger Weise sind auch einzelne Lagen mit einer Süßwasserfauna vertreten. Die Hauptmenge der Ablagerung entspricht aber einer ausgesprochenen Litorinafauna. Bei der sorgfältigen Untersuchung des wichtigen Aufschlusses, die an mehreren Tagen von mir vorgenommen wurde, stellte sich sicher heraus, daß die Litorinafauna hier nicht auf ursprünglicher und natürlicher

Lagerstätte liegt, sondern künstlich hier abgelagert worden sein muß. Die Herkunft des interessanten Materials ist zurzeit noch sehr fraglich. Einmal besteht die Möglichkeit — und dafür scheint das Vorhandensein eines zweiten gleichartigen Vorkommens südlich von Memel in der Feldmark Schmelz in etwa 7 m Höhe über N. N. und 250 m Entfernung vom Haffe zu sprechen —, daß das Material dem Untergrunde des Kurischen Haffes entstammt und von den dauernd seit langen Zeiten dort ausgeführten Haffbaggerungen herrührt. Andererseits aber ist die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen,



Kartenskizze der beiden Fundorte der Litorinafauna bei Memel.
Maßstab 1 : 200 000.

daß das Material in früherer Zeit aus fremden Seehäfen her von den Segelschiffen als Ballast mitgebracht worden sein könnte. In letzterem Falle würde der Fund jeden wissenschaftlichen Wert einbüßen.

Es erscheint wichtig, schon jetzt diesen eigenartigen Litorinafund der Geologischen Gesellschaft vorzulegen, trotzdem es mir zurzeit noch nicht möglich ist, ein endgültiges Urteil über die Herkunft dieser Fauna bzw. ihre primäre Lagerstätte abzugeben. Im Sommer 1912 wird dank des Entgegenkommens der Königl. Hafenbauinspektion in Memel durch tiefe Baggerungen in den verschiedenen Teilen des Kurischen Haffes der tiefere Untergrund eingehend von mir an Ort und Stelle untersucht und Querprofile durch das Haff bis auf den Diluvialsockel hinab

festgestellt werden. Erst dann wird die Frage entschieden werden können, ob tatsächlich in Ostpreußen selbst eine einheimische Litorinafauna vorhanden ist oder ob bei den Fundstellen bei Memel fremdes Ballastmaterial vorliegt.

Im Anschluß daran stellt Herr HANS MENZEL noch einige Paläontologische Betrachtungen über die „Litorinafauna“ von Ostpreußen an.

Von Herrn HESS VON WICHENDORFF bin ich gebeten worden, die von ihm in der Nähe von Memel am Kurischen Haff gesammelte „Litorinafauna“ zu bestimmen. Dieselbe zeigt eine verhältnismäßig gute Erhaltung und bei manchen Arten eine auffallende Häufigkeit an Individuen.

Es ließen sich folgende Arten bestimmen:

1. *Ostrea edulis* L. Drei große (bis 10 cm) und eine kleine Einzelschale.
2. *Pecten opercularis* L. Ein nicht ganz vollständiges Stück.
3. *Mytilus edulis* L. Ein Bruchstück eines sehr großen Exemplars.
4. *Cardium edule* L. Eine große Anzahl von Exemplaren, deren größtes 3,3 cm hoch und 3,8 cm breit sind.
5. *Mactra subtruncata* DA COSTA. Weitaus am zahlreichsten (ca. 150 Stück).
6. *Scrobicularia piperata* BELL. Ein Exemplar.
7. *Mya arenaria* L. Vier mäßig große Stücke.
8. *Donax vittatus*. D. C. Etwa 30 wohlerhaltene Exemplare.
9. *Litorina litorea* L. Häufig in teilweise bis zu 2,2 cm großen Stücken.
10. *Litorina rudis* MATON. Seltener, nur etwa 5 Exemplare.
11. *Nassa reticulata* L.
12. *Buccinum undatum* L. Ein großes und ein kleines Exemplar, beide unvollständig; das große ca. 4,5 cm hoch.
13. *Natica affinis* GMELIN. Etwa 30 Exemplare.
14. *Trochus cinerareus* L. Ein Stück.

Dem mir von Herrn HESS VON WICHENDORFF übergebenen Materiale fanden sich außerdem noch folgende Süßwasserconchylien beigemengt:

Limnaea ovata DRP.
Bythinia tentaculata L.
Paludina fasciata MÜLL.
Neritina fluviatilis L.
Unio pictorum L.
Dreissena polymorpha PALL.

Es sind das dieselben Arten, die auch heute noch im Haff leben, in derselben Erhaltung, wie man sie in etwas tieferem Wasser (nicht am Ufer) erbeuten kann.

Aus dem Zusammenvorkommen dieser Hafffauna mit der „Litorinafauna“ schließe ich, daß die letztere tatsächlich aus dem Haff ausgebaggert und an ihre heutigen Lagerplätze geschafft worden ist.

Die von Herrn HESS VON WICHENDORFF in seinen Ausführungen genannten „Haffmergel“ enthalten eine ähnliche Fauna. Unter dem mir übergebenen Material konnte ich die folgenden Arten erkennen:

Limnaea auricularia L.
- *ampla* HARTM.
Bythinia tentaculata L.
Valvata piscinalis MÜLL.
Paludina fasciata MÜLL.
Planorbis umbilicatus MÜLL.
Unio pictorum L.
Anodonta piscinalis NILS.
Pisidium sp.
Fischwirbel,
Ostracoden,

Diese Fauna war von Herrn HESS VON WICHENDORFF selbst an Ort und Stelle gesammelt. Es hat den Anschein, als ob einige dieser Formen, wie z. B. *Paludina fasciata*, die Limnäen, *Unio* und *Anodonta* nur aus den obersten Schichten des Haffmergels stammten. Die Haffmergel-Stücke und -Fladen, die ich untersuchen konnte, enthielten hauptsächlich, neben zahlreichen Ostracoden, Valvaten und Bythinien. Von der Fauna des heutigen Haffes unterscheidet sich die Fauna des Haffmergels auf das bestimmteste durch das Fehlen der *Dreissena polymorpha* PALL.

In Bohrungen, die Herr HESS VON WICHENDORFF bei Memel und auf der Kurischen Nehrung zur Untersuchung des Untergrundes niedergebracht hat, fand er unter dem Haffmergel marine Sande mit einer spärlichen Fauna, die z. T. auf Geschiebemergel auflagerten. So zeigte eine Bohrung beim Kurhaus

Sandkrug bei Memel in einer Probe aus 14,35—15 m zahlreiche Reste von

Cardium edule (bis zu 19 mm breit) und
Tellina baltica.

Eine weitere Bohrung bei Schwarzort enthielt von 10—19 m Tiefe Schalreste dieser beiden Arten, besonders zahlreich und groß in ca. 12 m Tiefe.

Eine Andeutung einer Litorinafauna von ähnlicher Zusammensetzung und Erhaltung wie die von Herrn HESS VON WICHENDORFF gefundene ist bisher an keinem einzigen Orte der deutschen Ostseeküste östlich der Odermündung bekannt geworden.

Es wäre nun von größtem Interesse und für die Geschichte der Ostsee von höchster Wichtigkeit, wenn es sich mit Sicherheit nachweisen ließe, daß diese Litorinafauna im Grunde des Kurischen Haffes wirklich ansteht. Die Lagerungsverhältnisse sind bisher nicht imstande, darüber Aufschluß zu geben. Deshalb habe ich den Versuch gemacht, auf paläontologischem Wege mehr oder weniger sicheren Aufschluß darüber zu bekommen, ob diese Fauna überhaupt zu einer Zeit nach der letzten Vereisung an der Küste von Ostpreußen gelebt haben kann.

Die heutige Ostsee besitzt ja bei weitem nicht den Salzgehalt, um eine Fauna wie die fragliche Litorinafauna von Memel zu beherbergen. Im Sommer 1911 sammelte ich in Hinterpommern bei Sorenbohm östlich Kolberg folgende Arten:

Cardium edule L. (das größte Exemplar 21 mm hoch),
Tellina baltica L. (durchschnittlich 18 mm breit),
Mytilus edulis L. (bis zu 35 mm lang),
Mya arenaria L. (50 mm breit).

Aus dem Rigaer Meerbusen führt DOSS (Korrespondenzbl. d. Naturf.-Vereins zu Riga, Bd. 38, 1895) außer diesen Arten nur noch *Hydrobia ulvae* PENN. (= *H. baltica* NILS.) an. Damit dürfte die marine Conchylienfauna der heutigen östlichen Ostsee erschöpft sein.

Dagegen finden sich sämtliche Formen in fast genau der gleichen Größe in zwei rezenten Faunen wieder, die Herr W. WOLFF einmal am Strande von Hörnum auf Sylt und zum anderen auf der Loreleybank bei Helgoland gesammelt und mir freundlichst zur Verfügung gestellt hat. Auch Stücke von *Mytilus*, *Nassa*, *Litorina*, *Cardium*, *Mya* u. a., die ich selbst 1910 am Strande von Strömstadt im westlichen Schweden aufhob, lassen sich mit der „Litorinafauna“ von Memel vergleichen. Danach kann man etwa sagen, daß die von Herrn HESS VON WICHENDORFF in Ostpreußen gesammelte Litorina-

fauna in einem Meere gelebt hat, das nach klimatischen Verhältnissen und Salzgehalt etwa der heutigen Nordsee zwischen Helgoland und Schweden entsprochen haben muß.

Als Zeit, während der diese „Litorinafauna“ im östlichen Teile der Ostsee gelebt haben könnte, kann nur die Litorinazeit in Betracht kommen, während der infolge der Landenkungen im westlichen Teile der Ostsee die salzigen Wasser der Nordsee freieren Zutritt zu dem nahezu fast ganz abgeschlossenen, die Süßwasserfauna des Ancylussees führenden baltischen Meere hatte.

In der Tat finden wir fast alle Arten der Fauna von Memel in Ablagerungen aus der Litorinazeit wieder. So nennt z. B. W. C. BRÖGGER¹⁾ unsere Arten alle aus den Postglazialschichten des südlichen Norwegens bis auf *Mya arenaria*, *Donax vittatus* und *Trochus cinerareus*. Dasselbe gilt von den postglazialen Schalenbänken der schwedischen Westküste in der Gegend von Uddevalla und Strömstadt, wo ich 1910 diese Arten alle bis auf die *Mya* und den *Donax* sammelte. Insbesondere finden sich in diesen Ablagerungen meist häufig:

Ostrea edulis
Pecten opercularis
Mytilus edulis
Cardium edule
Scrobicularia piperata
Litorina litorea
- *rudis*
Nassa reticulata
Buccinum undatum
Natica affinis

Alle diese Fundorte liegen aber noch entweder an den Küsten der Nordsee oder sehr nahe am Einfluß des offenen Ozeans in das baltische Meer.

Im Bereich des letzteren haben wir Litorina-Ablagerungen zunächst an den Küsten Schleswig-Holsteins. Vom Windebyer Noor konnte ich nach Material, das Herr WOLFF gesammelt hatte, bestimmen:

Ostrea edulis
Cardium edule
Scrobicularia piperata
Tapes aureus

¹⁾ W. C. BRÖGGER: Om de senglaciale og postglaciale nivåforandringer i Kristiania-feltet. Norges geologiske undersøgelse, Nr. 31. Kristiania 1900—1901.

Nassa reticulata

Litorina litorea

Eine kleine Suite von der Herrenfähre bei Lübeck, die ebenfalls von Herrn WOLFF gesammelt wurde, enthielt:

Cardium edule

Scrobicularia piperata

Mytilus edulis

Mya arenaria

Tellina baltica

Nassa reticulata

Litorina litorea

Es fehlt hier also schon die *Auster*, die auch nach FRIEDRICH in den Lübecker *Litorina*-Ablagerungen nicht vorkommt.

Von *Mya arenaria* und *Tellina baltica* vermute ich, daß sie beim Baggern versehentlich zwischen die Fauna der *Litorina*-schichten gekommen sind.

Eine ganz ähnliche Fauna macht GEINITZ¹⁾ aus den Aufschlüssen der *Litorinaschichten* beim Warnemünder Hafenbau bekannt, nämlich:

Cardium edule

- *fasciatum*

Mytilus edulis

Scrobicularia piperata

Litorina litorea

Hydrobia ulvae

Nassa reticulata

Rissoa membranacea

Utriculus obtusus

Von diesen Arten kommen die drei letzten heute nicht mehr in der Ostsee bei Warnemünde vor.

Außer einer Reihe anderer Vorkommnisse in Mecklenburg und Vorpommern sind dann wieder die *Litorinaschichten* von Wiek bei Greifswald durch KLOSE²⁾ und FRIEDEL³⁾ genauer auf ihre Fauna untersucht worden.

¹⁾ E. GEINITZ: Die geologischen Aufschlüsse (*Litorina*-Ablagerungen) des neuen Warnemünder Hafenbaues. Mitteilungen aus der Großherzogl. Mecklenb. Geolog. Landesanstalt XIV, Rostock 1902.

²⁾ H. KLOSE: Die alten Stromtäler Vorpommerns, ihre Entstehung, ursprüngliche Gestalt und hydrographische Entwicklung im Zusammenhang mit der *Litorinasenkung*. IX. Jahrb. d. Geograph. Ges. zu Greifswald. 1903—1905.

³⁾ E. FRIEDEL: Erläuterungen zu einer Sammlung urgeschichtlicher Gegenstände aus der Umgegend von Greifswald. Katalog der Ausstellung des baltischen Vereins für Tierzucht und Tierschutz zu Greifswald 1881. S. I—VI und Zeitschr. f. Ethnologie usw. Bd. 14, Berlin 1882, S. 214.

KLOSE führt folgende Arten an:

Litorina litorea
- *rudis*
- *obtusata*
Hydrobia ulvae
Rissoa membranacea
var. *latriva*
- *parva*
Nassa reticulata
Trochus cinerareus
Scrobicularia piperata
Cardium edule
- var. *rusticum*
Tellina baltica
Mytilus edulis

Es fehlt also hier wie bei Warnemünde vollständig die *Auster*, ferner *Buccinum undatum*, *Pecten opercularis*, *Macra subtruncata* usw.

Weiter nach Osten zu hat dann DEECKE¹⁾ von der Oderbank eine Fauna bekanntgemacht, die er für eine Fauna aus der Litorinazeit erklärt. Es fehlen in ihr nach DEECKE außer den oben genannten Arten auch noch *Scrobicularia piperata* und *Litorina litorea*. Es gelang mir aber nachträglich, letztere ziemlich häufig, allerdings meist nur in Bruchstücken aus den Bohrproben auszulesen, so daß sich danach folgende Arten gefunden haben:

Cardium edule
Mytilus edulis
Tellina baltica
Litorina litorea
Hydrobia baltica

Es kommt also auch *Scrobicularia piperata* hier nicht mehr vor.

Aus dem nördlichen Teile der Ostsee liegt mir zuerst Material aus den Litorinaschichten der „Sandgropen“ bei Upsala vor, das ich im Sommer 1910 zu sammeln Gelegenheit hatte. Es enthielt die Arten:

Cardium edule
Mytilus edulis
Tellina baltica
Litorina litorea

¹⁾ W. DEECKE: Die Oderbank, N. von Swinemünde. IX. Jahresbericht d. Geograph. Ges. zu Greifswald, 1903—1905. S. 201 ff.

Litorina rudis var. *tenebrosa*

Hydrobia ulvae.

Nach GUSTAFSSON¹⁾ ist in den Schichten außerdem noch *Rissoa membranacea* gefunden worden.

Von Gotland nennt MUNTHE²⁾:

Cardium edule

Mytilus edulis

Scrobicularia piperata

Tellina baltica

Rissoa interrupta

- *inconspicua*

- *parva*

Litorina litorea

- *rudis*

Hydrobia ulvae

Von der Oderbank ab nach Osten kennen wir bis jetzt an der ganzen deutschen Küste kein weiteres Vorkommen von Schichten der Litorinazeit mit mariner Fauna, dagegen sind sie in den russischen Ostseeprovinzen wieder in weiterer Verbreitung nachgewiesen. So führt B. DOSS³⁾ aus postglazialen Schichten Estlands folgende marine Arten an:

Cardium edule

Mytilus edulis

Tellina baltica

Mya arenaria

Litorina litorea

- *rudis*

Hydrobia baltica

- *stagnalis*.

Von diesen gehört *Mya arenaria* sicher zu jüngeren als den *Litorina*-führenden Schichten. Es findet sich aber auch hier keine Spur von *Scrobicularia*, *Buccinum*, *Mactra Natica*, *Trochus* oder gar *Ostrea* mehr.

Wenn man die Faunen dieser *Litorina*-Ablagerungen im Zusammenhang betrachtet, so ergibt sich, daß von Westen, vom offenen Ozean her, nach der Ostsee hinein ein ganz

¹⁾ J. P. GUSTAFSSON: Über spät- und postglaziale Ablagerungen in der „Sandgropen“ bei Upsala. Geol. Fören. i. Stockholm Förhandl., Bd. 31, Heft 7, Dez. 1909.

²⁾ H. MUNTHE: Studier öfvar Gottlands senquartera Historia. Sveriges geologiska Undersökning. Ser. C. a No. 4.

³⁾ B. DOSS: Die geologischen Aufschlüsse einer größeren Anzahl artesischer Brunnenbohrungen in Perna und Umgegend. Korrespondenzbl. d. Naturf.-Ver. zu Riga 1907.

regelmäßiges Ärmerwerden derselben an Arten stattfindet, die an einen gewissen Salzgehalt gebunden sind. Am frühesten hören *Ostrea*, *Pecten*, *Macra*, *Donax*, *Natica* und *Buccinum* auf, die nicht mehr über die Küsten Schleswig-Holsteins hinausgehen. Es folgen *Nassa* und *Trochus*, die noch bei Greifswald vorkommen. Die äußerste Station nach Osten für *Scrobicularia* ist Gotland. Noch weiter östlich hält nur *Litorina litorea* und *L. rudis* noch aus. *Mya arenaria* aber kommt überhaupt in den Ablagerungen der Litorinazeit nicht vor. Es zeigt sich durch diese Zusammenstellung, daß das Wasser der Ostsee auch während der tiefsten Litorinasenkung im östlichen Teile nicht salziger war, als es die heutige Ostsee etwa in der Gegend von Rügen ist, (also etwa 0,77 Proz. an der Oberfläche und bis zu 1,52 Proz. in der Tiefe von etwa 25 Faden.) Die von Herrn HESS VON WICHENDORFF mir übergebene Fauna von Memel entspricht in ihrer Zusammensetzung aber einer Fauna der Nordsee um Helgoland, also einem Meere mit einem Salzgehalt von etwa 3—3,2 Proz.

Danach glaube ich zu dem Schlusse berechtigt zu sein, daß es so gut wie ausgeschlossen ist, daß die Litorinafauna von Memel aus anstehenden Schichten stammt und zur Litorinazeit in der Nähe des Kurischen Haffes gelebt hat. Meines Erachtens ist sie durch Schiffe als Ballast aus der Nordsee mitgebracht und in das Haff versenkt worden. Durch Bagger wurde ist sie dann mitsamt der heutigen Haff-Fauna ausgebagert und an ihren jetzigen Fundpunkten als Baggerschlamm wieder abgelagert.

Es sei mir gestattet, noch nachträglich darauf hinzuweisen, daß B. DOSS¹⁾ im Jahre 1895 eine ganz ähnliche Fauna aus der Gegend von Riga bekanntgemacht hat. Dieselbe enthielt:

Ostrea edulis L.
Crassatella sp.
Venus auctorum
Donax trunculus L.
Nassa reticulata L.
Litorina litorea L.
Cardium edule L.
Tellina baltica L.
Mya arenaria L.
Mytilus edulis L.

¹⁾ B. DOSS: Zur Kenntnis der lebenden und subfossilen Molluskenfauna in Rigas Umgebung, im besondern des Rigaer Meerbusens. Korrespondenzbl. d. Naturf.-Ver. zu Riga, Bd. 38, S. 121.

Außer *Crassatella*, die dem Stillen und Atlantischen Ozean angehört, sind die übrigen Arten auch Formen der Nordsee.

DOSS kommt zu demselben Resultat wie ich, daß die vorliegende Fauna eine Ballastfauna ist, die durch Schiffe an die Mündung der Düna verschleppt und dort ins Wasser entleert worden ist.

In der nachfolgenden Tabelle habe ich das Vorkommen der bei Memel gefundenen Arten der „Litorinafauna“ teils von lebenden Individuen in der Nordsee und der östlichen Ostsee, teils von fossilen Schalen in den echten Litorina-Ablagerungen der verschiedenen Fundpunkte übersichtlich dargestellt. Diese Übersicht weist meiner Ansicht nach überzeugend nach, daß entweder unsere jetzige Kenntnis von den echten Litorina-faunen noch sehr lückenhaft, oder die Fauna von Memel verschleppt worden ist. Das Wahrscheinlichere ist das letztere.

Vergleichs-Tabelle.

	Nordsee lebend	Schweden	Schleswig- Holstein	Lübeck	Mecklen- burg	Greifswald	Upsala	Gotland	Riga	Östl. Ostsee lebend
1. <i>Ostrea edulis</i>	+	+	+							
2. <i>Pecten opercularis</i> . .	+	+								
3. <i>Mytilus edulis</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
4. <i>Cardium edule</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
5. <i>Mactra subtruncata</i> . .	+	+								
6. <i>Scrobicularia piperata</i>	+	+	+	+	+	+		+		
7. <i>Mya arenaria</i>	+									+
8. <i>Donax vittatus</i>	+	+								
9. <i>Litorina litorea</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
10. - <i>rudis</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
11. <i>Nassa reticulata</i> . . .	+	+	+	+	+	+				
12. <i>Buccinum undatum</i> . .	+	+								
13. <i>Natica affinis</i>	+	+								
14. <i>Trochus cinerareus</i> . .	+	+				+				

Zur Diskussion sprechen die Herren GAGEL, JENTZSCH, HESS v. WICHDORFF.

Herr GAGEL bemerkt zu den Ausführungen des Herrn HESS VON WICHDORFF: Ich möchte meinen sehr erheblichen Bedenken Ausdruck geben, daß die Fauna bei Memel anstehend bzw. daß der Fund einheitlich ist.

Donax vittatus und *Mactra subtruncata* sind so völlig anders erhalten als *Litorina litorea*, *Cardium edule* usw., daß ich für jene Formen nur ein rezentes Alter und die Her-

kunft als verschleppten Ballast aus irgendeinem Nordseehafen annehmen kann. Wer früher den Betrieb in den großen Seglerhäfen der Ostsee gesehen hat — Memel war einer der Hauptsegelhäfen —, der weiß, wie oft Ballast einfach ins Wasser gekippt statt auf Land gebracht wurde und dann wieder ausgebaggert ist. Ich habe als Junge selbst englischen Lias und wahrscheinlich französischen Jura am Königsberger Ballastplatz aufgesammelt bzw. von meinen Schulkameraden von dort erhalten. Ich habe ferner in diesem Sommer bei Travemünde eine wirkliche ausgebaggerte Litorinafauna beobachtet, die — erheblich näher an den Belten, also am Ursprung des salzigen Wassers gelegen — doch nur aus Litorinen, großen Cardien, Scrobicularien und *Nassa reticulata* besteht. Austern sind dort schon nicht dabei, wenigstens nicht sicher; die ganz vereinzelt ausgewachsenen Schalen, die dort zwischen den Millionen zweiklappiger, in allen Altersstadien befindlichen großen Cardien und Scrobicularien liegen, sind wohl sicher Schiffsabfälle, da niemals junge oder zweiklappige Exemplare dabei sind.

Da ferner ein ähnlicher Fund bei Rostock sich früher ebenfalls als verschleppter Ballast erwiesen hat, so ist aus allen diesen Gründen für diese Memeler Funde der *Macra subtruncata*, *Donax vittatus* (*Buccinum undatum* ist nur in einem Exemplar gefunden und ist eine der bei Matrosen beliebtesten Schnecken, die man überall von diesen erhält), die Verschleppung als Ballast so gut wie sicher.

Herr JENTZSCH bemerkte, er habe den Herrn Vortragenden schon vor Wochen darauf hingewiesen, daß die auf salzreicheres Wasser deutenden Schalreste bei Memel insbesondere *Ostrea*, *Nassa*, dickschalige Cardien usw. höchstwahrscheinlich als Ballast aus Nordseehäfen dorthin gelangt seien. Diese Auffassung sei ihm heute zur Gewißheit geworden.

Die Herren KEILHACK und MENZEL sprechen darauf über den Faulschlammkessel der Museums-Insel zu Berlin.

Schluß der Sitzung 10 Uhr.

v.	w.	o.
BÄRTLING	HENNIG	WAHNSCHAFFE

Protokoll der Sitzung vom 17. Januar 1912.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFTE.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolls der vorigen Sitzung. Das Protokoll wird genehmigt.

Der Gesellschaft wünschen beizutreten:

Herr WALTHER TZSCHACHMANN, Bergingenieur, Erdölwerke Boryslaw, Galizien, vorgeschlagen von den Herren ZIMMERMANN, BEYSCHLAG und MONKE.

Herr Dr. WALTHER HOTZ, Laan v. d. Wijk, Buitenzorg (Java), vorgeschlagen von den Herren C. SCHMIDT-Basel, A. BUXTORF und W. DEECKE.

Herr Prof. MRAZEC, Bukarest, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, RAUFF und KRUSCH.

Der Vorsitzende macht Mitteilung vom Ableben FL. AMEGHINOS (der nicht Mitglied der Gesellschaft gewesen ist) und von der Ernennung Dr. ANGEL GALLARDOS zu seinem Nachfolger als Direktor des Musée National d'Histoire Naturelle in Buenos Aires.

Die als Geschenk eingegangenen Werke werden der Versammlung durch den Vorsitzenden vorgelegt.

Herr L. FINCKH spricht zur Nephritfrage.

Seit man den Nephrit an zahlreichen Orten anstehend nachgewiesen hat, ist die Frage nach seiner Entstehung in neuerer Zeit mehrfach Gegenstand eingehender Erörterungen gewesen. So vertritt KALKOWSKY¹⁾, der die von ihm entdeckten Nephritvorkommen in Ligurien eingehend untersucht und beschrieben hat, die Ansicht, daß der Nephrit an das Vorhandensein von Störungen gebunden und durch Dynamometamorphose aus Serpentin hervorgegangen sei. Nach seinen auf äußerst sorgfältigen Untersuchungen beruhenden Angaben kann wohl kein Zweifel sein, daß der ligurische Nephrit aus Serpentin entstanden ist.

¹⁾ E. KALKOWSKY: Geologie des Nephrits im südlichen Ligurien. Diese Zeitschr. 58, 1906, S. 307.

Nach KALKOWSKY hat sich STEINMANN¹⁾ mit dieser Frage beschäftigt und kommt nun auf Grund eigener Beobachtungen zu vollkommen anderen Ergebnissen. Nach ihm sollen die Nephrite nicht aus dem Serpentin, sondern aus websteritartigen Ganggesteinen sich gebildet haben, und zwar durch eine besondere Art der Dynamometamorphose, die durch die Schwellung in Serpentinisierung begriffener Peridotite verursacht wird. Er schlägt für diese Art der Metamorphose die Bezeichnung Schwellungsmetamorphose oder Ödemmetamorphose vor. WELTER²⁾ versuchte nun den Nachweis zu erbringen, daß die von STEINMANN angenommene Verknüpfung von Gabbro, Serpentin und Nephrit eine gesetzmäßige und regionale sei, und daß sie für die Auffindung weiterer „Nephritgänge“ verwertet werden könne. Da es ihm gelungen ist, unter ähnlichen Verhältnissen wie in Ligurien Nephrit an der Grenze von Gabbro und Serpentin in den Alpen und dem Radautal im Harz zu finden, so scheinen ihm die Ansichten STEINMANNs eine Bestätigung zu erfahren.

UHLIG³⁾, der das Nephritvorkommen im Radautal sehr sorgfältig untersucht und beschrieben hat, vertritt die Auffassung, daß durch die Dynamometamorphose allein unmöglich so tiefgreifende chemisch-geologische Prozesse wie die Nephritisierung eines Gesteins, in diesem Falle des Gabbros, ihre Erklärung finden können, da nach unseren Erfahrungen die bei der Dynamometamorphose ausgelösten chemischen Umsetzungen ohne wesentliche Beteiligung von Wasser vor sich gehen. Die von ihm beobachteten Verhältnisse im Radautal legen ihm aber die Annahme nahe, daß die Nephritbildung „als eine chemische Umkrystallisation mit Hilfe eines Lösungsmittels (Wasser oder wässrige Lösung)“ betrachtet werden müsse. Er sagt ferner: „Die für die Serpentin-, Nephrit- und Prehnitbildung so bedeutungsvollen Wassermassen rühren wohl sicher von der Wasserentbindung der erstarrenden Eruptivmassen selbst her.“ Also nach UHLIG sind es postvulkanische Prozesse, die zur Nephritbildung geführt haben. STEINMANN⁴⁾

¹⁾ STEINMANN: Die Entstehung des Nephrits in Ligurien und die Schwellungsmetamorphose. Sitzungsber. d. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilk. in Bonn, Sitzung vom 13. Januar 1908.

²⁾ O. A. WELTER: Über anstehenden Nephrit in den Alpen. Verh. des naturwissensch. Vereins in Karlsruhe, Bd. XXIII.

³⁾ J. UHLIG: Nephrit aus dem Harz. Neues Jahrb. f. Min. 1910, Bd. II, S. 80, u. Sitzungsber. d. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilk. in Bonn, Sitzung v. 11. Juli 1910.

⁴⁾ Sitzungsber. d. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilk. in Bonn, Sitzung v. 11. Juli 1910.

wendet sich gegen die Auffassung UHLIGs, daß der Nephrit durch postvulkanische Prozesse aus Gabbro entstanden, indem er sagt, daß er dessen Erklärungsversuchen nicht zustimmen könne, „denn überall wo Nephritgänge auftreten, scheiden sie sich scharf sowohl vom Serpentin, den sie durchsetzen, als vom Gabbro, mit dem sie zusammen vorkommen“. Ferner sagt STEINMANN folgendes: „Bemerkenswert dürfte die Methode sein, die Herrn WELTER unabhängig von Herrn UHLIG zur Entdeckung des Nephrits geführt hat. Ausgehend von der Tatsache, daß im Apennin der Nephrit gebunden ist an die Kontaktregion zwischen Serpentin und Gabbro, und von der Gesetzmäßigkeit aus, die sich hiermit ergibt, hat Dr. WELTER den Nephrit sofort dort entdeckt, wo er ihn nach jener Regelmäßigkeit vermutete. Darin dürfte eine bedeutsame Bestätigung der Gesetzmäßigkeit liegen, die nach den ligurischen Vorkommnissen aufgestellt worden ist.“

Demnach ist allerdings an einer gewissen Gesetzmäßigkeit im Auftreten des Nephrits nicht zu zweifeln.

STEINMANN¹⁾ spricht in seinen Arbeiten von Nephritgängen, und auch UHLIG bezeichnet das Vorkommen im Radautal als Nephritgang. In seiner Arbeit über die Entstehung des Nephrits sagt STEINMANN wörtlich folgendes:

„Wie KALKOWSKY ganz richtig festgestellt hat, setzt Nephrit häufig gangförmig im Serpentin auf, ja die Mehrzahl der Vorkommnisse, die ich gesehen habe, gehören unzweifelhaft in diese Kategorie der Gangnephrite, sowohl solche, die im Serpentin, als auch solche, die zwischen Serpentin und Saussuritgabbro oder in diesem aufsetzen. Hiernach muß man den Nephrit — abgesehen natürlich von den etwaigen späteren Verwandlungen, die das ursprüngliche Gestein erfahren hat — in die Kategorie der ophiolithischen Ganggesteine verweisen, die wie der Spilit (Aphanit) zu den jüngsten Bildungen dieser Eruptivformation gehören. Daher sah ich auch nie Nephrit von einem anderen Gestein durchsetzt, auf keinen Fall von Serpentin oder Gabbro.“

„Nun hat KALKOWSKY neben dem Gangnephrit einen Gesteinsnephrit unterschieden. Wo ich solche gesehen habe, gleichen sie in ihrer allgemeinen Erscheinungsweise den Gangnephriten außerordentlich, und der einzige wesentliche Unterschied von ihnen schien mir darin zu bestehen, daß die einzelnen Knollen oder Linsen eben nicht zu einem geschlossenen Gange vereinigt waren. Manchmal lagen aber die Knollen

¹⁾ a. a. O., S. 9.

oder Linsen deutlich nach bestimmten Linien aneinandergereiht und ließen daher vermuten, das sie nur nachträglich voneinandergerissene Stücke eines Ganges seien.“

KALKOWSKY sagt allerdings am Schlusse seiner grundlegenden Arbeit: „Von den Gesteinsnephriten sind überdies immer die Gangnephrite zu unterscheiden.“ Bei Besprechung der Gangnephrite sagt er aber: „Es finden sich kurze Äderchen von Nephrit von nur 3 mm Mächtigkeit mit Chloritsalbändern und andererseits 10 und 20 cm mächtige Lagen und Züge von Nephrit, der der Abart angehört, die kurz als Gangnephrit bezeichnet werden kann.“ und weiterhin: „Im Gegensatz gegen den Gesteinsnephrit, gegen den Nephrit, der ein nephritisierter Serpentin ist, steht zunächst der schon oben beschriebene faserige Nephrit. Er ist, abgesehen von seiner Struktur, dadurch ausgezeichnet, daß er frei ist von Relikten aus dem einstigen Serpentin, wie Diallag, Picotit, Granat, daß er reiner Nephrit ist, der höchstens etwas Chlorit enthält. Tritt der faserige Nephrit mit genau derselben allgemeinen Erscheinungsweise auf wie Chrysotil und harter Serpentinast, so daß er als Pseudomorphose nach diesen Mineralien aufgefaßt werden muß, so mag er doch in anderen Fällen auch als primäres Gebilde zu deuten sein, als eine Ausscheidung faserigen Nephrits während der allgemeinen Nephritisierung.“

KALKOWSKY versteht also unter seinem Gangnephrit Mineralgänge und keine Gesteinsgänge, wie STEINMANN irrtümlich annimmt.

Welche Verwirrung aber in der Beurteilung der Nephritfrage dieses Mißverständnis STEINMANNs hervorgerufen hat, beweist eine Bemerkung ROSENBUSCHs in den Nachträgen zu seiner Mikroskopischen Physiographie der massigen Gesteine (S. 1511).

Dort heißt es: „Hier setzen auch Nephrite gangförmig im Gabbro und zwischen Gabbro und Serpentin auf. Damit gewinnt der Nephrit die Würde eines Ganggesteines aus der Gruppe der Pyroxenite und Hornblendite, und die Nephritgänge wären durchaus analog den Gängen von Pyroxeniten und Ariegiten im Gabbro und Lherzololith, wie wir sie aus Südfrankreich u. a. O. kennen.“

Solange das Auftreten von echten Nephritgängen im Sinne von STEINMANN von anderer Seite nicht bestätigt wird, wird man die Angaben STEINMANNs sehr vorsichtig aufnehmen müssen.

Im Zobtengebiet in Schlesien tritt ebenfalls Nephrit an verschiedenen Stellen in enger Verknüpfung mit Serpentin auf;

ich möchte nur an den bekannten Nephritfundort von Jordansmühl erinnern, den TRAUBE¹⁾ eingehend beschrieben hat. Ich hatte im letzten Sommer bei der Kartierung des Blattes Zobten Gelegenheit, dieses Nephritvorkommen zu studieren und zu prüfen, ob die Ansichten STEINMANNs, besonders auch ob die Theorie der Schwellungsmetamorphose sich auf die schlesischen Vorkommen übertragen ließen.

Bei meinen Untersuchungen habe ich nun an solchen Stellen, an denen Gabbrogänge im Serpentin aufsetzen, allerdings am Salband Veränderungen im Serpentin beobachtet, die ich auf Druckwirkung infolge Schwellung bei der Serpentinisierung des Peridotits zurückführen kann. Ich habe aber an solchen Stellen nie Nephrit beobachtet, sondern nur Serpentinischiefer, also nur mechanische Deformation. An anderen Stellen treten mitten im Serpentin diallagreiche Partien auf, die ich als pyroxenitartige Schlieren im Peridotit auffasse. Auch hier keine Spur von Nephrit. Demnach findet die STEINMANNsche Hypothese in dem schlesischen Gebiete keine Stütze.

Herr WELTER²⁾ hat wohl das Vorkommen von Jordansmühl ebenfalls als Beweis für die Richtigkeit der STEINMANNschen Theorie angeführt und bezieht sich dabei auf TRAUBE, indem er sagt: „Auch der Nephrit von Jordansmühl in Schlesien liegt in einem Serpentin, welcher in enger Verbindung mit Gabbro steht.“ TRAUBE sagt zwar: „In seinem Vorkommen ist der Nephrit an das Auftreten von Granulit oder Serpentin gebunden, der in Verbindung mit Gabbro einen niedrigen, in der Richtung NW von Jordansmühl bis Naselwitz hin sich erstreckenden Hügelzug, die sog. Steinberge, zusammensetzt.“ Im Nachsatz heißt es aber: „Der Gabbro ist auf die nordwestlichen Ausläufer beschränkt.“ Er ist also 2—3 km von dem Nephritvorkommen entfernt. Freilich hat SACHS³⁾ in neuerer Zeit den „Weißstein“ von Jordansmühl (den Granulit TRAUBES) auf Grund sehr sorgfältiger Studien als Schliere eines extrem leukokraten Gabbros aufgefaßt. TRAUBE sagt über den Weißstein wörtlich folgendes: „Mit der Annäherung an den Nephrit ändert der Granulit, welcher im wesentlichen aus Quarz, monoklinem und triklinem Feld-

¹⁾ H. TRAUBE: Über den Nephrit von Jordansmühl in Schlesien. N. Jahrb. f. Min. 1885, Beil.-Bd. III, S. 412.

²⁾ a. a. O.; siehe auch O. A. WELTER: Bericht über neuere Nephritarbeiten. Ber. über die Fortschr. der Geologie, Bd. II, 1911, S. 34.

³⁾ A. SACHS: Der Weißstein des Jordansmühler Nephritvorkommens. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal. 1902, S. 385—396.

spat und spärlichem Glimmer besteht, seine Zusammensetzung in auffälliger Weise. Der Feldspat hat sich fast gänzlich in derben Epidot bzw. Zoisit umgewandelt; Quarz und Glimmer verschwinden, und als neuer Gemengteil tritt grüne faserige Hornblende hinzu.“

SACHS hat in den von ihm untersuchten Weißsteinproben vergeblich nach monoklinem Feldspat gesucht; er verneint daher die Frage, ob der Weißstein als granitisches Spaltungsprodukt aufzufassen sei. Ich habe Gesteinsproben des Weißsteins von Jordansmühl von verschiedenen Stellen untersucht und kann die Mitteilungen TRAUBES voll bestätigen. In einiger Entfernung vom Nephrit besteht der Weißstein tatsächlich, wenigstens stellenweise, aus Quarz, monoklinem und triklinem Feldspat und etwas Glimmer. In der Nähe des Nephrits geht dieses Gestein in den von SACHS näher beschriebenen Quarzzoisitfels über. Dieser Quarzzoisitfels ist aber durchaus kein Saussuritgabbro. Das von TRAUBE als Granulit bezeichnete Gestein zeigt keine Parallelstruktur; es ist ein granitisches Gestein, das im Serpentin aufsetzt und nur gegen den Kontakt tiefgehende endogene Veränderungen erlitten hat. Über die Lagerungsverhältnisse sagt TRAUBE wörtlich folgendes: „An den Stellen nun, wo Granulit und Serpentin zusammentreffen, findet sich Nephrit ein, der beide Gesteine oft in über Fuß mächtigen Lagen auf weite Strecken begleitet. Außerdem bildet der Nephrit noch im Serpentin kleinere Einlagerungen und Knollen, welche aber immer in ziemlicher Nähe der Granulitgrenze auftreten.“ Diese Angaben TRAUBES werden durch SACHS und auch durch meine Beobachtungen bestätigt. Also am Kontakt des später in den Serpentin eingedrungenen Granits gegen sein Nebengestein stellt sich der Nephrit ein. Der Nephrit ist also, wenigstens soweit die Vorkommen im Zobtengebiet in Frage kommen, ein Kontaktgestein. Damit ist die Feststellung TRAUBES, daß auch im Serpentin in etwas größerer Entfernung vom Granulit vereinzelt Strahlsteinbildung sich nachweisen lasse, in Einklang zu bringen. Ausgehend von dieser Auffassung des Jordansmühler Nephritvorkommens habe ich überall da, wo sog. Weißstein im Serpentin aufsetzt, nach Nephrit gesucht und habe ihn auch stets am Kontakt gegen den Serpentin gefunden. So bei Mlietsch, bei Thomitz und bei Petersdorf.

Da die Granite des Zobtengebietes, wie schon ROSE und ROTH nachgewiesen haben, jünger sind als der Gabbro des

Zobten und somit auch jünger als der Serpentin, so ist wohl als sicher anzunehmen, daß die Serpentinisierung der Peridotite wenigstens zum Teil sich schon vollzogen hatte, als die Intrusionen der Granite in den Serpentin erfolgten. Ich sehe keinen Grund ein, warum nicht auch der Gabbro eine ähnliche Wirkung auf den Serpentin am Kontakt ausüben sollte wie der Granit. Wenn Gabbro in serpentinierte Peridotite eindringt, so wird er vermutlich ebenfalls Nephritbildung veranlassen, wenn genügende Kalkzufuhr vorhanden ist. Fehlt eine solche Kontaktwirkung in Serpentin, die an anderen Stellen Nephrite geliefert haben, so ist anzunehmen, daß die Intrusionen des Gabbros vor der Serpentinisierung des Peridotits erfolgt ist. Dieser Fall trifft für das Zobtengebiet zu.

Ob die von mir vertretene Ansicht über die Entstehung der schlesischen Nephrite sich verallgemeinern läßt, möchte ich nicht weiter erörtern. Es sprechen ja viele Angaben der verschiedenen Autoren dafür; aber es wird noch mancher sorgfältigen Untersuchung bedürfen, bis auch in der Nephritfrage völlige Klarheit herrschen wird. Dafür, daß auch thermale Vorgänge, wie sie UHLIG für den Nephrit des Radautales annimmt, eine bedeutungsvolle Rolle spielen, scheint mir die tiefgehende endogene Umwandlung des „Weißsteins“ von Jordansmühl in der Nähe des Kontaktes zu sprechen.

Wollte ich verallgemeinern, so könnte ich wohl die Beobachtungen WELTERS in den Alpen und im Radautal auch für meine Auffassung in Anspruch nehmen.

Danach spricht Herr HARBORT über deutschen und englischen Wealden.

Zur Diskussion sprechen die Herren WAHNSCHAFTE, HENNIG, MENZEL, RAUFF und der Vortragende.

Herr L. FINCKH spricht über die Granite des Zobtengebietes und ihre Beziehungen zu den Nebengesteinen.

Im Randgebiete gegen das Gebirge treten aus der diluvialen Ebene Niederschlesiens zahlreiche Inseln älterer Formationen heraus. Unter den Gesteinen, die am Aufbau dieser Inseln beteiligt sind, nehmen die Granite einen bedeutungsvollen Anteil. Sie erscheinen in größeren Flächen bei Striegau, wo sie am Streitberg mit alten, als „silurisch“ gedeuteten Schieferen in Berührung treten. Am Zobten bildet der Granit den Kern des Zobtenmassivs; er wird hier von Gabbro und Gabbro-

amphibolit überlagert. Östlich des Zobtengebirges tritt er in etwas größeren Flächen erst wieder in der Gegend von Strehlen in engem Verbande mit Gesteinen auf, die bisher als „Gneise“ bezeichnet wurden. In dem Gebiete zwischen Striegau und dem Zobten ragen zahlreiche kleinere Granitinseln aus dem Diluvium heraus. Auf der Ostseite des Zobtengebirges scheint der Granit zu fehlen, doch deuten gangförmig oder apophysenartig aufsetzende granitische Gesteine und bestimmte Erscheinungen in den sogenannten „Gneisen“ dieses Gebietes darauf hin, daß auch hier der Granit in der Tiefe ansteht.

Diese verschiedenen Granitvorkommen wird man zusammenfassen müssen; es sind annähernd gleichalterige Bildungen, von deren Alter wir allerdings nur so viel sagen können, daß sie jünger sein müssen als die Schiefer, mit denen sie in Berührung treten, da sie diese kontaktmetamorph beeinflußt haben. Nach GÜRICH¹⁾ sind diese Schiefer als silurisch anzusehen, demnach müssen diese Granite als postsilurisch aufgefaßt werden.

Der normale Granit des Gesamtgebietes ist Biotitgranit, der in den einzelnen Vorkommen im wesentlichen nur kleinere Verschiedenheiten in Korngröße und in dem Mengenverhältnis zwischen den farblosen Gemengteilen und dem Biotit zeigt. Porphyrische Ausbildung ist, soweit ich das Gebiet kenne, verhältnismäßig selten; ich habe porphyrischen Granit bei Groß-Rosen, nordwestlich von Striegau, beobachtet, und Herr BARSCH hat mir einen sehr glimmerreichen porphyrischen Granit bei Heidersdorf auf Bl. Lauterbach gezeigt, der dort in metamorphen Schiefen („Gneis“) aufsetzt.

Am Zobten treten neben den normalen Graniten auch Zweiglimmergranite und Muscovitgranit auf. Ich konnte nun feststellen, daß diese Gesteine hier im wesentlichen auf das Randgebiet des Granits beschränkt sind. Der Muscovitgranit und zum Teil auch der Zweiglimmergranit sind außerdem durch einen meist reichlichen Gehalt an winzigen Granaten ausgezeichnet. Die Granatführung des Granits am Zobten wird von J. ROTH²⁾ nur vom Blücherbruch am Engelberg erwähnt. Der granatführende Muscovitgranit stellt sich jedoch überall am Zobten in unmittelbarer Nähe des Kontaktes mit dem Gabbro und dem Gabbroamphibolit ein, so daß er also als eine Randfacies aufgefaßt werden muß. Der Zweiglimmergranit bildet hier den Übergang zu dem normalen Granit.

¹⁾ G. GÜRICH: Erläuterungen zu der Geologischen Übersichtskarte von Schlesien, Breslau 1890, S. 46 und S. 23.

²⁾ J. ROTH: Erläuterungen zu der geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge, Berlin 1867, S. 138.

Stellenweise zeigt der Granit des Zobtengebietes Einwirkung von Druck. So läßt der Granit aus den Ströbeler Steinbrüchen lokal eine angedeutete Parallelstruktur erkennen, und der Granit des Windmühlenberges bei Tampadel ist so stark gepreßt, daß man ihn als Gneißgranit bezeichnen könnte.

Häufig setzen in diesen Graniten Gänge von Pegmatit, der stellenweise als Schriftgranit entwickelt ist, und von Aplit auf. Melanokrate Ganggesteine habe ich nirgends beobachtet, wohl aber basische Ausscheidungen im Granit, wie sie auch aus anderen Granitgebieten bekannt sind. Zu den granitischen Ganggesteinen zähle ich ferner die als „Weißstein“ bekannten Massen aus dem Serpentinegebiet des Zobtengebietes. Diese Gesteine zeigen oft eine eigenartige zuckerkörnige Beschaffenheit und erinnern an die als Saccharit bezeichneten Gesteine. Die Eigenart dieser Gesteine beruht wahrscheinlich auf Druckwirkungen, die vielleicht durch die Schwellung des Nebengesteins bei der Serpentinisierung ausgelöst worden sind. Die mikroskopische Untersuchung hat ergeben, daß ein Teil dieser Gesteine mehr oder weniger stark dynamometamorph verändert ist.

Nach GÜRICH¹⁾ sind die Schiefer, die am Streitberg bei Striegau mit dem Granit zusammenstoßen, am Kontakt stark beeinflusst. Sie werden gneisartig und stellenweise sind Knoten- und Garbenschiefer entwickelt, in denen bisweilen deutliche Andalusitälchen sich erkennen lassen. Bei Domanze auf Blatt Ingramsdorf habe ich ebenfalls unverkennbare Kontaktgesteine, und zwar chistolithführende Graphitschiefer, beobachtet. Der Chistolith ist zwar nicht mehr frisch, aber doch deutlich erkennbar. Der Granit, der hier nicht an die Oberfläche tritt, muß hier in verhältnismäßig geringer Tiefe anstehen.

Bei Kratzkau ist in dem Granit eine große Schieferscholle eingeschlossen, die hochgradig verändert und von Granitadern durchzogen ist. Dieses als Glimmerhornfels zu bezeichnende Gestein trägt gneisartigen Charakter. Wenn man von dem Grade der Verwitterung absieht, zeigt ein Teil der als „Gneise“ bezeichneten Gesteine des Zobtengebietes eine auffällige Ähnlichkeit mit jenem Glimmerhornfels. In einem Aufschluß bei Wättrisch, südlich von Jordansmühl, steht ein augengneisartiges Gestein an. Bei genauerer Beobachtung konnte ich hier feststellen, daß die augenartigen hellen Anschwellungen aus Muscovitgranit bestehen. Es sind Granitinjektionen in den metamorphen Schiefen. Zwischen Wättrisch und Langenöls

¹⁾ GÜRICH: a. a. O., S. 23.

setzen in diesen Schiefeln auch schmale Gängchen von Granit auf.

Am Steinberg bei Mlietsch zeigte mir Herr TIETZE ein leukokrates, durch Feldspat porphyrisches granitisches Gestein, das am Salband aufgeblättern Schiefer aufgenommen hat, so daß das Gestein ein gneisartiges Aussehen erhält.

Derartige als „Mischgneise“ zu bezeichnende Gesteine sind im weiteren Gebiete durch Herrn TIETZE bei Gorkau auf Blatt Nimptsch, durch Herrn BEHR bei Strehlen und durch Herrn BARSCH auf Blatt Lauterbach beobachtet worden. Es dürfte sich empfehlen, diese bisher als „Gneise“ beschriebenen Gesteine, die nur stellenweise den Charakter von Mischgneisen tragen, als metamorphe Schiefer zu bezeichnen. Über ihr Alter konnte ein sicherer Anhalt bisher nicht gefunden werden; vielleicht sind sie mit den silurischen Schiefeln gleichalterig und sind nur durch den Granitkontakt verändert.

Daß die Granite auch jünger sind als der Gabbro des Zobten, hat schon ROSE¹⁾ erwähnt, der Gängchen von Granit in losen Gabbroblöcken beobachtet hat. Der Gabbroamphibolit des Engelberges bei Zobten geht an der Grenze gegen den Granit in Hornblendeschiefer über, dem stellenweise schmale helle Bänder eingelagert sind. Diese hellen Bänder fasse ich ebenfalls als Granitinjektionen auf.

Die Hornblendeschiefer führen spärlich Biotit, der dem Gabbroamphibolit fehlt. Nur am Bartelhübel konnte ich auch im Gabbroamphibolit in geringer Menge frischen Biotit nachweisen an Stellen nahe dem Granitkontakt.

Der Nachweis einer Randfacies des Granits am Kontakt gegen den Gabbro und die wenigstens z. T. sicher auf Granitkontakt zurückzuführende Umwandlung des Gabbros in der Nähe des Granits bestätigen die Auffassung ROSES, daß der Zobtengranit jünger ist als der ihn überlagernde Gabbro.

Die im Serpentin aufsetzenden granitischen Gesteine, die bisher als „Weißstein“ bezeichnet wurden, haben den Serpentin nephritisirt. In engem Zusammenhang mit der Nephritisierung scheint die Bildung von Vesuvian zu stehen, der bei Jordansmühl und am Johnsberg im Weißstein auftritt und zuerst durch WEBSKY²⁾ erwähnt und durch A. V. LASAULX³⁾ beschrieben wurde.

¹⁾ In J. ROTH: Erläut. z. geogn. Karte v. niederschles. Gebirge.

²⁾ Diese Zeitschr. 1878, S. 537.

³⁾ A. V. LASAULX: Idokras von Gleinitz und dem Johnsberg bei Jordansmühl. Zeitschr. f. Kryst., Bd. 4, 1880, S. 168.

Eine weitere auffällige Veränderung im Serpentin, die fast stets an die Nähe der granitischen Massen gebunden erscheint, ist die Verkieselung des Serpentin durch Opal. Sie dürfte durch thermale Vorgänge im Gefolge der Granitintrusionen zu erklären sein.

So sehen wir, daß in den verschiedenartigen Nebengesteinen der Granite z. T. tiefgreifende Veränderungen stattgefunden haben, die wir meist nur durch die unmittelbare Einwirkung des schmelzflüssigen granitischen Magmas und z. T. durch nachfolgende thermale Prozesse deuten können.

Zur Diskussion sprechen die Herren ZIMMERMANN I und der Vortragende.

Die Herren W. WUNSTORF und G. FLIEGEL sprechen darauf über **Kalisalze am Niederrhein.**¹⁾

Die Zechsteinformation nimmt im Niederrheinischen Tiefland den Nördlichen Rheintalgraben ein und gewinnt nur im Norden größere ost-westliche Verbreitung aus dem holländischen Peel-Gebiet bis über Dorsten hinaus. Die Zechsteinsalze dagegen sind, soviel wir bis jetzt wissen, auf das Grabengebiet beschränkt.

Der Nördliche Rheintalgraben umfaßt eine Fläche, die sich in südost-nordwestlicher Richtung von Duisburg bis über Xanten hinaus und in ost-westlicher von Kloster Kamp bis in die Gegend von Hünxe erstreckt. Er ist in sich wieder in erheblichem Maße gegliedert durch eine Reihe von Südost-Nordwest streichenden Verwerfungen, die eine große Zahl vertikal gegeneinander verschobener Einzelschollen erzeugt haben. Diese treten als Spezialhorste und Spezialgräben in die Erscheinung und lassen sich zu 3 Gruppen zusammenfassen, die wir als Westliche Randstaffeln, Engeres Grabengebiet und Östliche Randstaffeln unterscheiden können. Im Westen sind es zwei wichtige Bruchlinien, die den Horst von Geldern-Crefeld gegen die Westlichen Randstaffeln und diese selbst gegen den inneren Teil des Grabens begrenzen: die Bönninghardt- und die Rheinpreußen-Störung. Im Osten ist die Gliederung weniger deutlich; doch können wir zu den Östlichen Randstaffeln jene Schollen ziehen, welche östlich von Dinslaken liegen.

¹⁾ Da eine durch eine Karte erläuterte Darstellung des Gegenstandes in der Zeitschrift „Glückauf“ 1912, Heft 3, erscheint, wird der Vortrag nur im Auszug wiedergegeben.

Zu den Südost-Nordwest-Verwerfungen tritt ein zweites System, das im allgemeinen west-östlich bis westsüdwest-ost-nordöstlich streicht. Es modifiziert den Aufbau insofern, als es auch in südost-nordwestlicher Richtung Horste und Gräben erzeugt.

Die weitgehende tektonische Gliederung muß sich naturgemäß in der Verbreitung des Salzlagers äußern, und in der Tat finden wir ein geschlossenes, sehr ausgedehntes Salzlager nur im nördlichen Teil des engeren Grabengebiets, während dessen südlicher Teil wie auch die Randstaffeln durch das Auftreten von isolierten Salzpartien ausgezeichnet sind.

Nach Norden sind die Zechsteinsalze bis über Wesel und Xanten hinaus nachgewiesen. In jüngster Zeit sind sie auch in einer Tiefbohrung bei Dingden wiedergefunden worden, so daß kein Zweifel mehr bestehen kann, daß sie auch mit dem Salzvorkommen von Winterswyck und Öding in Zusammenhang stehen, und in dieser Richtung eine Verbindung mit dem Nord-deutschen Salzbecken vorhanden ist.

Aus der Tektonik des Salzgebietes im Niederrheinischen Tiefland geht einwandfrei hervor, daß hier die Gebirgsbewegungen von der Zechsteinzeit an ausschließlich in Schollenverschiebungen bestehen im Gegensatz zu Norddeutschland, wo jüngere Faltungsvorgänge wesentliche Bedeutung gewinnen. Die Schollenbewegungen selbst sind, wie der Entwicklung der verschiedenen Schichtenglieder zu entnehmen ist, dadurch ausgezeichnet, daß die Stellung der Einzelschollen im Lauf der Perioden verschiedentlich wechselt. Es äußert sich hierin wieder die für das gesamte Niederrheinische Tiefland charakteristische Erscheinung, die als Schaukelbewegung bezeichnet wird.

Der niederrheinische Zechstein zeigt das folgende, von uns seinerzeit ausführlich begründete Profil:

Obere Zechsteinletten	rund	40 m
Plattendolomit	-	6 -
Untere Zechsteinletten	-	30 -
Salzlager	bis	500 -
Unterer Anhydrit mit Dolomit	rund	10 -
Unterer Zechstein	-	13 -

Das Salzlager scheint, da die Unteren Zechsteinletten zu unterst als Grauer Salzton entwickelt sind, dem Älteren Steinsalz Mitteldeutschlands zu entsprechen. Es zeigt in dem ganzen Gebiet in seiner Ausbildung strenge Gesetzmäßigkeit: Die Kalisalze treten in einer Kieseritregion im mittleren Teil des Lagers auf. Das Liegende Steinsalz ist ein weißes, reines,

kleinspätiges Salz, das Hangende dagegen bei gleicher Farbe und Reinheit grobspätig, indem es in großen Würfeln spaltet. Der Übergang zur Kieseritregion geschieht in der Weise, daß im Liegenden Salz erst vereinzelt, dann immer häufiger dünne Kieseritstreifen auftreten und zugleich an die Stelle des kleinspätigen Salzes zuckerkörniges bis dichtes Steinsalz tritt. In gleicher Weise vollzieht sich der Übergang der Kieseritregion ins Hangende Steinsalz ganz allmählich.

Die Kalisalze bestehen im wesentlichen aus einer bankigen Hauptsalzzone mit Hartsalzflözen an der Basis. Das Hartsalz tritt unvermittelt in Form von ein bis zwei Flözen in der Kieseritregion auf. Darüber folgt eine bis 90 m mächtige, nach oben zu allmählich an Carnallit ärmer werdende Zone von wechselnden Carnallit- und kieseritstreifigen Steinsalzbänken.

Diese Kalisalzzone, in der sonstige Kalisalze, besonders der Sylvin, nur vereinzelt und durchaus örtlich auftreten, ist im ganzen Gebiet nachzuweisen. Ihre Ausbildung unterliegt aber, besonders was den Reichtum an Kalisalzen anlangt, gewissen Schwankungen, so daß die bauwürdigen Teile des Salzgebietes durch kalisalzarme Salzkörper voneinander getrennt erscheinen.

Da eine Übereinstimmung in der Ausbildung des Salzlagern, wie sie hier in den Hauptzügen dargestellt ist, mit den bekannten Typen der Salzentwicklung Mitteldeutschlands nur in sehr geringem Maße vorhanden ist, stellt dieser nieder-rheinische Typus eine neue Erscheinungsform der deutschen Zechsteinsalze dar.

Hinsichtlich der Genesis des Lagers ist nur die Deutung möglich, daß es deszendenter Natur ist: Es ist entstanden durch die Abtragung eines echten ozeanischen Lagers, dessen Laugen hier von neuem zur Ausscheidung kamen.

Zur Diskussion sprechen die Herren ZIMMERMANN I, FLIEGEL, HARBORT, BÄRTLING und FINCKH.

Herr BÄRTLING wies im Anschluß an die Ausführungen des Herrn WUNSTORF auf die Bedeutung der Kreideformation für die Wasserführung des Deckgebirges über den nutzbaren Lagerstätten des nördlichen Rheintalgrabens hin.

Die großen Gefahren, welche die Durchteufung von Tertiär und Buntsandstein im Rheintalgraben wegen deren Wasserführung mit sich bringt, wurden bereits von Herrn WUNSTORF hervorgehoben. Auf den östlichen Randstaffeln tritt zu diesen Formationen auch noch die Kreideformation. Über die Wasserführung

der Kreideformation herrschen selbst im Industriebezirk oft unrichtige Vorstellungen, die sich daraus erklären, daß man die faciellen Unterschiede, die auch praktisch eine große Rolle hinsichtlich der Wasserführung spielen, entweder gar nicht oder zu wenig berücksichtigt hat.

Für ein Verständnis der faciellen Unterschiede in der westfälischen Kreide sind die von Herrn WUNSTORF besprochenen Schaukelbewegungen der Schollenmosaik des nördlichen Rheintalgrabens von großer Wichtigkeit. Ein großer Teil dieses Gebietes muß während der Kreideperiode, wenigstens während der Zeit bis zum Untersenon, ein Horst gewesen sein. Verfolgt man die einzelnen Glieder der Oberen Kreide durch den ganzen Industriebezirk vom Ostrande an, wo sie in normaler Ausbildung vorliegen, bis zu den Randstaffeln des Rheintalgrabens, so zeigt sich, daß sich in allen Stufen ein bemerkenswerter Wechsel in der petrographischen Ausbildung erkennen läßt. Dazu kommt, daß die Mächtigkeit besonders der Turonformation sehr schnell und stark in dieser Richtung abnimmt. Sie verschwindet bereits in der Essener Gegend ganz, so daß sich westlich der Stadt Essen der Emscher-Mergel unmittelbar auf Cenoman auflegt. Im eigentlichen Rheintalgraben fehlt auch das Cenoman vollständig, so daß der Emscher sich unmittelbar auf das Steinkohlengebirge oder die Zechsteinformation auflagert.

Dabei vollzieht sich auch innerhalb der Emscherstufe ein auffälliger Wechsel. Während wir im Osten des Industriebezirkes und im weitaus größten Teil des Münsterschen Beckens den Emscher als gleichmäßigen grauen Mergel von bedeutender Mächtigkeit vorfinden, der für gewöhnlich absolut frei von Wasser ist, haben wir auf den Randstaffeln des Rheintalgrabens eine mehr sandige Ausbildung; es treten in einigen Bohrungen sogar kiesige, wenig verfestigte Schichten an der Basis der Formation auf, die als Strandkonglomerat anzusehen sind.

Die Verteilung der Wasserführung des Deckgebirges im rechtsrheinischen Industriebezirk steht mit diesen faciellen Unterschieden der Kreideformation im engsten Zusammenhang. Während wir im Osten die außerordentlich klutfreien Kalkmergel der Turonformation als Hauptwasserhorizont besitzen, tritt im Westen der Emscher-Mergel mit seinen sandigen Bildungen an ihre Stelle. Das Spaltensystem des Turons fehlt hier, und im mittleren Teil des Industriebezirks haben wir den überaus glücklichen Fall, daß an dieser Stelle weder die wasserführenden Emscherschichten noch die Klüfte des Turons vorhanden sind. Infolgedessen sind in dieser Gegend (bei

Essen, Gelsenkirchen, Bottrop) die Wasserzuflüsse aus dem Deckgebirge verhältnismäßig geringe.

Hieraus erklärt es sich, daß Durchschnittsangaben über die Wasserführung des Deckgebirges oder die Wasserzugänge der unter Mergelbedeckung bauenden Steinkohlenzechen des rechtsrheinischen Industriebezirks im allgemeinen deswegen nicht zu brauchen sind, weil drei Gebiete mit verschiedener Wasserführung miteinander vermischt werden. Der Durchschnitt wird auf diese Weise außerordentlich stark durch das in der Mitte gelegene wasserfreie Gebiet beeinflusst. Über Einzelheiten sowohl im Wechsel der faciiellen Ausbildung wie der Wasserführung des Deckgebirges im rechtsrheinischen Industriebezirk beabsichtige ich, in allernächster Zeit an anderer Stelle näher zu berichten.

Schluß der Sitzung 10 Uhr.

v.

w.

o.

BÄRTLING.

HENNIG.

WAHNSCHAFTE.

Briefliche Mitteilungen.

1. Hebung oder Senkung beim Rheinischen Schiefergebirge?

Von Herrn W. KRANZ.

(Mit 3 Textfiguren.)

Swinemünde, den 1. Mai 1911.

VII.

Diluvium im Schiefergebirge.¹⁾

Ein Längsschnitt durch das Schiefergebirge vom Eintritt bis zum Austritt des Rheins ergibt folgende höchste Lagen altdiluvialer fluviatiler Vorkommen:

¹⁾ Nach Abschluß des VI. Abschnitts dieser Arbeit erschien die wichtige Darstellung der „Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär im Niederrheinischen Tieflande“ von G. FLIEGEL, diese Monatsberichte 1911, S. 509—529. Von besonderer Bedeutung für mein Thema sind die vielen tatsächlichen Angaben über starke absolute Senkungen des niederrheinischen Tieflandes, in welchem trotzdem seit Ende des Oberoligocäns nicht eine Meerestransgression nach Südosten, sondern im Gegenteil ein zwar oszillierendes, aber doch fortgesetztes Zurückweichen der Strandlinien nach Nordwesten nachgewiesen ist (vgl. die Skizze a. a. O. S. 519). Das läßt sich am einfachsten durch gleichzeitiges eustatisches Sinken des tertiären Meerespiegels und unregelmäßige Senkungen des niederrheinischen Tieflandes erklären und enthält einen Wahrscheinlichkeitsbeweis für meine entsprechende Vermutung im IV. Abschnitt dieser Arbeit, Monatsber. 1911, S. 243 ff. Ich halte daher die Annahme für unnötig, daß dem Zurückweichen des Meeres (im Miocän) eine „Emporwölbung des Südens“ entsprochen haben sollte (FLIEGEL, S. 525); die Landwerdung dieser Gebiete ergibt sich viel einfacher bei der Annahme eustatischen Sinkens der Ozeane, und damit würde sich auch die eigentümliche Lage der sinkenden tertiären Moore in einer gewissen Entfernung von der Küste erklären, ohne daß das Meer hereinbrach.

Im einzelnen enthält die Arbeit von FLIEGEL noch wichtige Angaben über die Graben-Natur der niederrheinischen Bucht (Randstaffeln bei Leichlingen, Opladen und Schlebusch) und über die starke absolute

	Patersberger Stufe.	Loreleistufe
	m. ü. N.N.	
Trechtingshausen ¹⁾	290?	260?
Ober-Diebach	255?	230?
Winzberg-Neurath	270	230
Gegenüber Caub	260?	235
Urbar	265	—
Patersberg	260	—
Biebernheim	—	210
Boppard	260	200?
Rhens-Waldesch	210	—
Pfaffendorf	205	175
Immendorf ²⁾	ca. 185	
Wandhof ²⁾	- 185	
Albrechtshof ²⁾	- 205	
Altwied	- 210	
Hüllenberg ²⁾	- 215	
Leutesdorf ²⁾	- 225	

Versenkung der pliocänen Deltaablagerungen (Vlodrop I bis 535 m — NN, Molenbeersel anscheinend sogar bis 788 m Tiefe!). Die Vallendarer Stufe wird man jetzt wohl mit FLIEGEL als oberoligocän festlegen dürfen, und seinem Einwand gegen meine Bedenken hinsichtlich eines untermiocänen Alters der sämtlichen Eruptionen des Siebengebirgs muß ich eine gewisse Berechtigung zuerkennen. Meine Behauptung, daß erst mit den basaltischen Ausbrüchen die „hangenden Tertiärschichten“ beginnen, beruht auf den entsprechenden Angaben von LASPEYRES, Siebengeb. 1900, S. 251—253. Daß die Andesite und Basalte jünger sind, als die Trachyte und „liegenden Schichten“, davon habe ich mich auf vielen Exkursionen überzeugt; LASPEYRES stellt dies vollkommen richtig dar. Unklar sind mir dagegen die Lagerungsverhältnisse der „hangenden Schichten“ am Siebengebirge, die betreffenden Aufschlüsse waren zurzeit meiner Exkursionen sehr schlecht. Ich war darin LASPEYRES nur gefolgt, weil ein Grund zum Zweifel bisher nicht vorlag. Jetzt möchte ich aber die Frage offen lassen, ob man die Tone von ROTT usw. zu diesen „hangenden Schichten“ rechnen darf; vielleicht sind sie gleichaltrig oder wenig jünger wie die Trachyte des Siebengebirgs, und man könnte sie ebenso wie den Hauptbraunkohlenhorizont für untermiocän halten, die Andesite, Basalte und „hangenden Schichten“ aber für mittelmiocän (vgl. meine Tabelle a. a. O. S. 235). Auch FLIEGEL ist ja der Ansicht, daß die braunkohlenführenden Schichten bis ins Mittelmiocän hereinreichen. — Übrigens wäre die endgültige Klarstellung dieser stratigraphischen Verhältnisse ohne Einfluß auf das hier vorliegende tektonische Problem.

¹⁾ Vgl. Teil V dieser Arbeit, S. 606 f. Von der „oberen Terrassengruppe“ LEPLAS seien hier nur die zwei markantesten Stufen, der Patersberger- und Lorelei-Rhein OESTREICHs, verfolgt.

²⁾ MORNZIOL: Über das Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, I, 2, S. 380f. — Dort sind nach dem Vorgang E. KAISERS die Terrassenunterkanten angegeben. Da ich die Lage der höchsten Schotter angeben will, um dem Wasserspiegel möglichst nahe zu kommen, ist die durchschnittliche Mächtigkeit der Schotter (nach S. 386 etwa 6 m) hinzugerechnet.

	m. ü. N.N.
Andernach ¹⁾	ca. 210
Alkerhof-Oberlützingen ²⁾	- 220
Hönningen ³⁾	- 210
Ariendorf ³⁾	- 210
Dattenberg ⁴⁾	- 190
Linz ⁵⁾	- 200
Erpeler-Ley ⁶⁾	- 200
Scheidsberg-Victoriaberg-Remagen ⁷⁾	- 210
Züllighoven ⁷⁾	- 200
Rodderberg ⁸⁾	- 190
Bonn ⁹⁾	- 160

Hierzu ist zu bemerken (vgl. Fig. 1):

Blatt Caub der geologischen Karte 1 : 25 000 (HOLZAPFEL und LEPLA 1904) verzeichnet Ablagerungen der „Oberen Terrassengruppe“ nur auf der linken Rheinseite, zwischen 190 und 290 m ü. M. Sie teilt sich in mehrere Staffeln¹⁰⁾, deren Zugehörigkeit zur Patersberger oder Loreleistufe im einzelnen noch nicht festgestellt ist. OESTREICH¹¹⁾ rechnet eine obere Schotterstreuung zwischen Heimbach und Gailsbach 240—250 m ü. M. zur Patersberger Terrasse, eine untere Stufe dort 205—220 m ü. M. zur Loreleiterrasse; nach Blatt Caub (geologisches und Meßtischblatt) reichen die obersten Schotter hier bis etwa 255 m ü. N.N., die unteren bis ungefähr 230 m.

Bei Winzberg, Medenscheid und Neurath lagern nach der geologischen Karte und dem Meßtischblatt sowie nach FENTEN¹²⁾

¹⁾ OESTREICH: PETERM. Mitt. 1909, S. 61.

²⁾ Nach OESTREICH, a. a. O., 226 m ü. M.; nach E. KAISER: Plioc. Quarzschotter im Rheingebiet zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht, Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, liegen die Hauptterrassenschotter östlich Oberlützingen 200—220 m ü. M. (S. 74).

³⁾ LASPEYRES: Siebengebirge 1900/01, S. 137 (257).

⁴⁾ LASPEYRES: a. a. O. — WAHNSCHAFTE: Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, S. 500 (Stirnkannte 180 m).

⁵⁾ LASPEYRES: a. a. O.

⁶⁾ STÜRTZ: Verhandl. Naturw. Ver. Preuß., Rheinl. u. Westf. **64**, 1907, S. 39. — OESTREICH: a. a. O. 1909, S. 61 (Unterkannte 180 m).

⁷⁾ KAISER: a. a. O. S. 74 (200 m). — STÜRTZ: a. a. O. (210 m). — FENTEN: Verhandl. Naturw. Ver. Preuß., Rheinl. u. Westf. **65**, 1908, S. 176 (205 m).

⁸⁾ STEINMANN: Sitzungsber. Niederrhein. Ges. Nat. u. Heilk., Bonn 1906, 3. Dez., S. 8.

⁹⁾ Vgl. Teil VI dieser Arbeit, S. 616.

¹⁰⁾ Erläuterungen zu Blatt Caub, S. 22.

¹¹⁾ OESTREICH: Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges. PETERM. Mitt. 1909, S. 59f.

¹²⁾ FENTEN: Untersuchungen über Diluvium am Niederrhein. Verhandl. Naturw. Ver. Preuß., Rheinl. u. Westf. **65**, 1908, S. 170.

Schotter der „oberen Terrassengruppe“ in 2 Staffeln, etwa 200—230 und 235—270 m ü. M. Sie scheinen zur Lorelei- bzw. Patersberger Terrasse zu gehören.

Von der Höhe südlich Urbar aus sah ich eine morphologisch sehr deutliche Terrasse unmittelbar oberhalb des linksrheinischen Steilrandes gegenüber Caub. Sie liegt durchschnittlich zwischen 210 und 240 m ü. M. und zeigt oberhalb ca. 240 m ein deutliches Kliff. Die geologische Karte rechnet sie zur oberen Terrassengruppe, verzeichnet Schotter oberhalb der Grube Gute Hoffnung etwa 210 m ü. M. und zwischen Ellig- und Engbach rund 230 m ü. M. Sie dürfte zur Loreleistufe gehören, ebenso wie die 220—235 m ü. M. liegenden Schotter östlich Engelhöllerbach (Meßtisch- und geologisches Blatt Caub); vielleicht zählen dann die Schotter südlich Engelhöllerbach (a. a. O.), bis nahe an 260 m ü. M., zur Patersberger Terrasse.

Die Zusammenstellung ergibt, daß die bisherigen Beobachtungen zu Schlüssen über tektonische Verbiegungen auf dieser Strecke **nicht** berechtigen¹⁾. Die Abgrenzung der altdiluvialen Ablagerungen ist dort noch nicht in allen Einzelheiten klargestellt, auch kann die verschiedene Höhenlage der einzelnen Schotter durch verschiedenen Abstand von der Stromachse und nachträgliche Denudation bedingt sein. Soweit sich dies aber bis jetzt beurteilen läßt, sind stärkere Verbiegungen nach dem Altdiluvium nicht vorgekommen.

Auf der gegenüberliegenden Rheinseite bemerkt man dort weder eine entsprechende Terrassenbildung, noch sind Schotter bekannt. Die Hänge steigen vielmehr, wo sie nicht durch jüngere Seitentäler durchbrochen sind, steil und fast geradlinig bis 300 m und mehr ü. M. hinauf. LEPPLA nahm daher 1904²⁾ an, daß sich der älteste (diluviale) Rheinlauf von Niederheimbach ab westlich des heutigen bewegte und von diesem aus immer weiter sein Bett nach Osten zu bis zum heutigen Lauf verlegte. Aber selbst wenn ich glaube, der altdiluviale Rhein habe auch den heutigen östlichen Steilhang in entsprechender Höhe bespült, dann kann der Patersberger Rhein zwischen den Höhengichtlinien 280 m bei Niederheimbach höchstens 2 km Breite gehabt haben, bei Neurath höchstens 1600 m, bei Caub höchstens 1300 m.

¹⁾ Die gegenteiligen Angaben bei OESTREICH: a. a. O. 1909, S. 60 und B. DIETRICH, Entstehung und Umbildung von Flußterrassen, Geol. Rundschau 1911, S. 449 f. haben sich also nicht bewahrheitet.

²⁾ Erläuterungen zu Blatt Caub, S. 21.

Zieht man ferner die riesigen Wassermengen in Betracht, welche sicherlich, wenigstens zeitweise, das altdiluviale Rheintal der Eiszeit durchströmten¹⁾, und die starke Verbreiterung des Hochtals von St. Goar, so läßt sich mit Bestimmtheit sagen: Der altdiluviale Mittelrhein befand sich auf der Strecke Trechtingshausen—Oberwesel von vornherein nicht in einem ausgereiften Zustand, sondern in einem Engtal²⁾. Er muß dies Engtal trotz des größeren vom Wasser benetzten Umfangs mit starker Strömung durchflossen haben³⁾, sonst wäre nicht bereits im Altdiluvium sein Wasserspiegel durch Tiefenerosion um etwa 30 m gesunken. Seitenerosion kann hier nur in beschränktem Maß gewirkt haben und ist augenscheinlich gegenüber der Tiefenerosion immer mehr zurückgetreten, denn schon die Terrassen des Loreleirheins nehmen eine geringere horizontale Ausdehnung ein als diejenigen der Patersberger Stufe, und die Mittel- und Niederterrassen schnüren sich immer mehr zusammen bis auf den heutigen, stellenweise noch nicht 250 m breiten Fluß (vergl. Fig. 1).

Im Hochtal von St. Goar verbreiterte sich der Patersberger Rhein ganz erheblich, der Loreleirhein dagegen nur wenig. Blatt St. Goarshausen der geologischen Karte 1 : 25 000 verzeichnet hier Schotter der „oberen Terrassengruppe“ linksrheinisch bei Urbar, Biebernheim und Werlau, rechtsrheinisch bei Patersberg, Flachs Berg, Lierschied und Nochern. Ob sie alle diluvial sind, und wo die Grenze zwischen Patersberger und Loreleistufe liegt, bedarf im einzelnen noch der Feststellung. Auch finden sich zwischen beiden Stufen Kliffs und Terrassenstücke, welche vorläufig weder zur einen noch

¹⁾ Vgl. z. B. auch REINDL: Die Trockentäler Bayerns. Naturw. Wochenschr. 1910, S. 580. — R. ECKARDT, Geogr. Zeitschr. 1911, S. 380. — GRANÖ, Referat in Geogr. Zeitschr. 1911, S. 420.

²⁾ Vgl. auch HOLZAPFEL: Erläuterungen zu Blatt St. Goarshausen der geologischen Karte 1 : 25 000, 1904, S. 22.

³⁾ Die Stromgeschwindigkeit errechnet sich nach der Formel:
Stromgeschwindigkeit =

$$\text{Rauhigkeitskoeffizient} \cdot \sqrt{\frac{\text{Flußquerschnitt}}{\text{vom Wasser benetzter Umfang}}} \cdot \text{Gefälle}.$$

Der Rauhigkeitskoeffizient ist wohl während der ganzen Durchbruchzeit annähernd der gleiche geblieben; der Flußquerschnitt nahm wohl mit der Wassermenge ab, der vom Wasser benetzte Umfang aber sicher in stärkerem Maß infolge der Verengerung des Strombettes. Dies hebt das stärkere altdiluviale Gefälle (in Luftlinie 5 Minuten gegenüber jetzt 1 Minute) nahezu auf, so daß eine erheblich größere altdiluviale Stromgeschwindigkeit nicht angenommen zu werden braucht.

zur andern Stufe mit Sicherheit gestellt werden können. OESTREICH¹⁾ zeichnet den Talboden des Loreleirheins bei 190 m, den des Patersberger Flusses bei 220 m, Ablagerungen der Patersberger Stufe 220—240 m, eine „Abtragungsfläche von Urbar“ 220—275 m ü. M. Tatsächlich reichen die ältesten diluvialen Schotter dicht nördlich Urbar bis 265 m ü. N.N.; die Patersberger Gerölle lassen sich bis zu dieser Höhe (200 m östlich Punkt 260,3 des Meßtischblatts) von der unteren Stirnkante der Terrasse aus (bei 220 m) auf den Äckern verfolgen und sind am Steilrand des Wegs nach Biebernheim gleich unterhalb Urbar 264 m ü. M. aufgeschlossen, wie schon STÜRTZ berichtet und auf der Rheintalexkursion der Geologischen Vereinigung 1910 abermals festgestellt wurde²⁾. Bei Patersberg selbst gehören die Schotter des Hasenbergs, oberhalb Burg Katz bei Kuppe 250,6³⁾, am Westausgang von Patersberg in 240 m ü. M.⁴⁾ sicher zum ältesten diluvialen Rhein. STÜRTZ (a. a. O.) verfolgte „auf dem Wege von Patersberg nach Reichenberg“ Spuren des Kesses bis 263 m Höhe, und FENTEN nennt altdiluviale Schotter an der Straße von Patersberg nach Domäne Offental bei 260 m; wir fanden auf der Rheintalexkursion der Geologischen Vereinigung 1910 beim Ostausgang von Patersberg am Nordrand des nach Höhe 288,2 führenden Weges einen kleinen verstürzten Aufschluß in Lehm mit Quarzgeröllen in 255 m ü. M. Jedenfalls erklärt sich vorläufig die verschiedene Höhenlage der bisher mit Sicherheit bekannten Ablagerungen der Patersberger Stufe hier durch verschiedene Entfernung von der Stromachse, ohne daß zunächst eine tektonische Verbiegung angenommen zu werden braucht. Wahrscheinlich ist darauf auch ein Mäandern des Stroms in dem weiten Talboden von Einfluß gewesen⁵⁾.

Klarer ist die Lage bei der Loreleistufe. OESTREICH hat die Gleichmäßigkeit dieses Talbodens auf einer deutlichen Zeichnung zum Ausdruck gebracht⁶⁾. Nahe östlich der Lurlei

¹⁾ a. a. O. 1909, S. 60, Fig. 2.

²⁾ STÜRTZ: Das Rheindiluvium talwärts von Bingerbrück. Verhandl. Naturw. Ver. Rheinl. usw. 1907, S. 29. Damit erledigt sich die Behauptung OESTREICHs, S. 60, daß die Ablagerungen des Patersberger Flusses nicht auf der Terrasse liegen, sondern 20 m tiefer.

³⁾ Vergl. geologische Karte und Meßtischblatt.

⁴⁾ Eine Baugrube zeigte hier September 1910 bunten Rheinschotter.

⁵⁾ vgl. auch B. DIETRICH, Geol. Rundschau 1911, S. 451 f.

⁶⁾ a. a. O. 1909, Fig. 2.

selbst ist sein Kliff an den Kuppen 231,2 und 225,3 zu erkennen¹⁾, ebenso östlich vom Spitznack. Von der Lurley aus sieht man klar mehrere Vorsprünge, an welchen ein entsprechendes Kliff in gleicher Höhe Terrassenreste begrenzt. Schotter sind dort allerdings erst auf der Lurlei und auf der „Platte“ nördlich Bahnhof St. Goarshausen nachgewiesen²⁾. Indessen hat hier sicher der Lurleirhein schon einen gewundenen, stark eingeengten Lauf von 700—1100 m Breite gehabt, also entsprechend der größeren Wassermenge ein Engtal. Die schmalste Stelle lag östlich Urbar; bei St. Goar scheint der Strom etwas an Breite gewonnen zu haben, denn die Schotter nordwestlich Biebernheim³⁾ sind etwa 1400 m von denen der Platte entfernt, und auf der breiten Hochfläche von Werlau ist eine Grenze von Patersberger und Loreleiterrasse bisher noch nicht nachgewiesen.

Die Kliffunterkante des Loreleirheins liegt hier ziemlich genau auf der 200 m-Linie, seine Schotter reichen aber bis 210 m, sein Talboden bis 190 m ü. M. Er hat also gleichfalls kräftig nach der Tiefe erodiert, und man erkennt gerade in diesem ursprünglich breiten Hochtal die schnelle Einengung des Stroms durch ein Vorwiegen der Tiefenerosion (vgl. Fig. 1). Das ist zu betonen gegenüber der Vorstellung⁴⁾, der altdiluviale Rhein habe sich durch Seitenerosion eine breite Talfläche geschaffen, und Hebung des Gebirges hätte neuerliches Einschneiden bedingt. Man muß vielmehr annehmen, daß ähnlich wie das Neuwieder und Sinziger Becken die weite Hochfläche von St. Goar ein tektonisch eingesunkenes Becken innerhalb des umgebenden, stehengebliebenen pliocänen Talbodens ist⁵⁾. Darauf weist schon das häufigere Vorkommen tertiärer Ablagerungen in dieser Bucht hin (Bornich, Urbar, Reitzenhain), die offenbar nur durch ihre tiefere Lage vor Zerstörung bewahrt wurden. Dann läßt sich aber einsehen, daß der Patersberger Rhein die

¹⁾ Oberhalb dieser 2 Kuppen liegt bis zu dem bewaldeten Steilrand der Punkte 264,2 und 260,7 eine weitere Terrasse, offenbar ein Zwischenglied zwischen Patersberger und Loreleistufe.

²⁾ Geologische Karte 1:25 000. — FENTEN: a. a. O., S. 172. — STÜRTZ: a. a. O., S. 29.

³⁾ Sie liegen bei Punkt 217 dicht östlich vom Kirchhof bis 210 m ü. M., nicht, wie STÜRTZ a. a. O., S. 30, angibt, „etwa 226 m ü. d. M.“.

⁴⁾ OESTREICH: a. a. O. 1909, S. 59.

⁵⁾ Vgl. z. B. MORDZIOL: Ein Beweis für die Antezedenz des Rheindurchbruchtals. Zeitschr. Ges. Erdkunde 1910, Sonderabdruck, S. 26, 28: „Grabenartiges Einsinken einzelner Deckschollen.“

Talweitung von St. Goar bereits vorfand und höchstens aus-
ebnete und mit Schotter bedeckte. Lange kann jedenfalls dies
Stadium nicht gedauert haben, denn schon der Loreleirhein
fließt hier ebenso wie weiter stromauf und stromab in einem
Engtal, und von einem reifen Stadium ist wenigstens von
da an nichts zu bemerken. Es läßt sich denken, daß eine
wesentliche Ursache der Tiefenerosion ein stärkeres Gefälle
als das heutige war, wenn ich auch die Möglichkeit einer
geringen nachträglichen Verbiegung der Hauptterrasse nicht
bestreiten will. Während ferner der Patersberger Rhein bei
St. Goar zunächst in breitem Bett stark mäandern konnte
(vgl. Fig. 1), war der Loreleirhein schon auf einen erheblich
kürzeren Lauf festgelegt, was ebenfalls Tiefenerosion bedingt¹⁾.

Etwa bei Wellmich trat auch der Patersberger Rhein
wieder in ein typisches, keineswegs reifes Engtal ein. Geo-
logische Einzelbeobachtungen sind hier zwar wenig bekannt,
die topographischen Meßtischblätter Kestert und Boppard
zeigen aber überaus deutlich die Steilhänge, über welche die
altdiluvialen Fluten nicht hinauskonnten, sowie eine große
Anzahl Kliffs und Terrassenreste. Folgt man ungefähr der
260m-Höhenschichtlinie, dann bleiben breite Terrassenreste
des Patersberger Talbodens nahe unterhalb dieser Grenze,
welche zahlreiche Kliffs berührt. Und folgt man etwa der
210m-Linie, bei Boppard der 200m-Linie, dann schälen
sich einzelne kleinere Terrassenreste und weniger deutliche
Kliffs des Loreleirheins heraus; Eisenbolz und die Höhen
204,2 sowie 207,7 westlich Salzig tauchen nun als langge-
streckte, platte Inseln aus dem Loreleistrom hervor, als ehe-
maliger Talboden des Patersberger Rheins (Fig. 1—3). Dieser
floß über den Eisenbolz, über den Rücken östlich Filsen und
die Höhen bei Siebenborn hinweg, während sich schon der
Loreleifluß in engerem Bett zwischen den genannten Höhen
hindurchzwängt.

Diluviale Flußablagerungen nennt LEPSIUS²⁾ an der Straße
von Boppard nach Simmern (Cäcilienhöhe), 261,7 m ü. M., und
auf dem Jakobsberg. STÜRTZ fand den Rheinkies bis 250 m
Höhe³⁾. FENTEN erwähnt einen Aufschluß im ältesten (dilu-
vialen) Schotter auf dem Kreuzberg und im Lieswald oberhalb

¹⁾ PENK: Morphologie der Erdoberfläche 1894, I, S. 317 f. — Bei-
träge zur Hydrographie des Großherzogtums Baden, 3. Die Korrektion
des Oberrheins, S. 32—35.

²⁾ LEPSIUS: Geol. v. Deutschland I, 1892, S. 216.

³⁾ STÜRTZ: 1907, a. a. O., S. 31. Der genaue Ort läßt sich nach
der Beschreibung nicht feststellen.

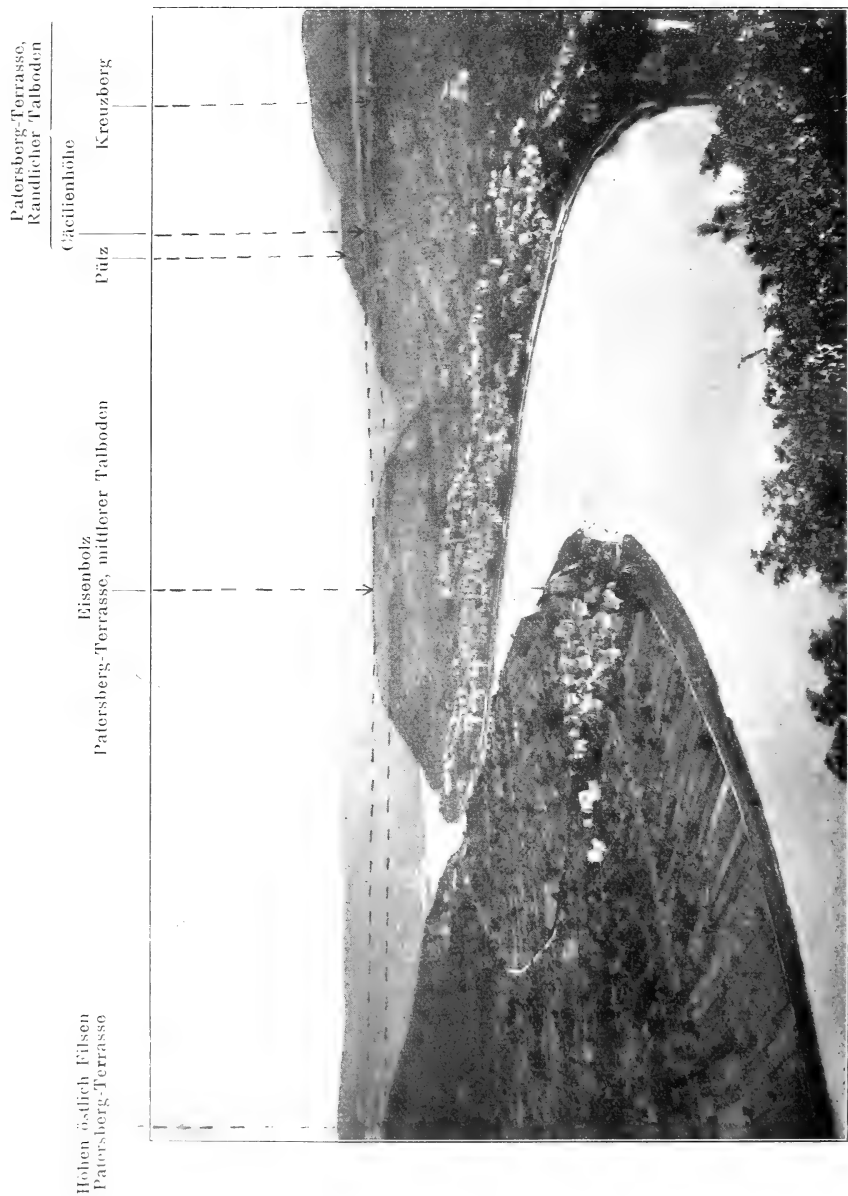


Fig 2.
Diluvialterrassen des Rheins bei Boppard.
Photographie von Dr. TRENKLER & Co., Leipzig.

Filsen (hier bei 245 m)¹⁾. OESTREICH führt die Schotter des Liesbergs und Kreuzbergs gleichfalls auf, in 240 m Höhe²⁾.

OESTREICH meint nun, das Terrassenprofil bei Boppard sei noch reicher, und der Terrasse auf Cäcilienhöhe, Kreuzberg, Sabelskopf und Vorderburden in 240 m entspreche nichts, weder talauf noch talab; er könne bis heute (1909, a. a. O., S. 60) keine andere Deutung geben, als daß es sich um eine längs einer Spezialverwerfung gehobene Hauptterrassenscholle

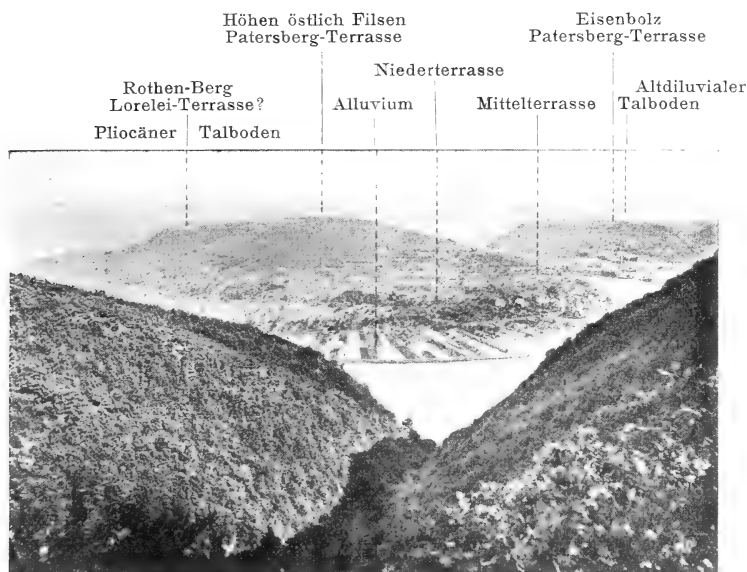


Fig. 3.

Blick vom Viersenplatz auf die alt-, mittel- und jungdiluvialen Talböden.

Photographie des Mosella-Verlags, Trier.

handle. — Man braucht indessen nur das Meßtischblatt zur Hand zu nehmen und die genannten nachgewiesenen Schotter einzutragen, um zu erkennen, daß es sich dabei um tektonisch ungestörte Terrassenreste handelt, deren verschiedene Höhenlage auf verschiedener Entfernung von der Stromachse beruht. Noch deutlicher ist das an Ort und Stelle zu sehen. Schon vom Schiff aus erkennt man bei Salzig die Niederterrasse,

¹⁾ FENTEN: 1908, a. a. O., S. 173 und Fig. 6.

²⁾ OESTREICH: 1909, a. a. O., S. 60.

eine Mittelterrasse und auf dem Eisenbolz den langgestreckten Talboden der Patersberger Stufe, welche durch ihre fast ebene Oberfläche auffällt. Zwischen dem scharfen Vorsprung des Pütz und Bornhofen hatte der älteste diluviale Rhein etwa 2 km Breite, und die deutlichen Kliffs am Pütz wie bei Kamperhausen passen mit durchschnittlich 260 m Höhe ü. M. sehr gut zu den 265 m hohen Patersberger Schottern von St. Goar. Von Alteburg aus sieht man klar, wie sich die Terrasse Cäcilienhöhe—Sabelskopf vom Kliff des Pütz abhebt und nach der Strommitte hin in die Oberfläche des Eisenbolz fortsetzt; ihre höhere Lage ist lediglich durch größere Entfernung von der ehemaligen Stromachse bedingt. Den gleichen Eindruck gewinnt man über die Stellung des Patersberger Talbodens auf den Höhen östlich Filsen (Fig 2 u. 3), und FENTEN hat dasselbe von diesen Höhen aus gegen Norden (Siebenborn) hin beobachtet¹⁾. Man sieht, wie leicht die extreme Hebungstheorie zu Irrtümern führt.

Der Loreleirhein ist hier anscheinend durch ein kleines Terrassenstück vertreten, welches sich am Rothenberg südwestlich Osterspai zwischen 195 und 200 m über N. N. an den obersten Steilrand des Cañons anlehnt.

Bei Rhens nennt OESTREICH (a. a. O.) Gerölle der Hauptterrasse, Patersberger und Loreleiterrasse zusammen von 180—210 m. Nach MORDZIOL liegen Schotter der obersten Hauptterrasse zwischen Rhens und Waldesch 210 m ü. M.²⁾. Er verfolgte noch zwischen Ehrenbreitstein und Niederlahnstein eine obere und eine untere Stufe der Hauptterrasse (eigentliche Hauptterrasse und Ehrenbreitsteiner Stufe). Auf der Rheintalexkursion der geologischen Vereinigung 1910 konnte ich feststellen, daß die Schotter der obersten altdiluvialen Stufe am Kratzkopferhof (oberhalb Pfaffendorf bei Koblenz) bis rund 205 m über N. N. reichen, die höchste Oberkante der Ehrenbreitsteiner Stufe bis rund 175 m ü. N. N.³⁾. Sie entsprechen ziemlich sicher der Patersberger und der Loreleistufe von St. Goar, Boppard usw. Etwa 4 km nördlich vom Kratzkopferhof vereinigen sich beide zur einheitlichen Hauptterrasse, wie MORDZIOL festgestellt hat. Nach Süden zu gehen sie aber langsamer auseinander, so daß bei St. Goar die höchsten

¹⁾ FENTEN: a. a. O., 1908, S. 173.

²⁾ MORDZIOL: Über das jüngere Tertiär usw. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, 1, 2, S. 380.

³⁾ Nach MORDZIOL liegt die Stirnkante, d. h. Unterkante, der Hauptterrasse bei Pfaffendorf auf 180 bzw. 162 m, bei Immendorf auf 180 m beim Albrechtshof auf 200 m, bei Stromberg auf 190 m usw.

Ablagerungen bei 265 bzw. 210 m ü. M. liegen. Anscheinend ist der Fall der oberen Hauptterrassenstufe bis zur Vereinigung mit der Ehrenbreitsteiner Terrasse im Norden bei Koblenz erheblich stärker (ungefähr 20 m auf etwa 4 km) als im Süden (rund 60 m auf etwa 26 km). Das läßt auf geringe tektonische Bewegungen im Norden schließen, nicht auf Hebung im Süden, und meines Erachtens käme da in erster Linie ein Nachklingen der tertiären Einbrüche im Neuwieder Becken, welche jedenfalls auch die Talerweiterung nördlich Boppard tektonisch vorbereiteten, während der Hauptterrassenzeit in Frage. Bis jetzt ist der Einzelnachweis solcher jungen Senkungen im Neuwieder Becken allerdings erst an dessen Nordrand bei Melsbach erbracht, wo Schotter der Hauptterrasse etwa 35 m tiefer liegen als die nächstbenachbarten gleichaltrigen Flußablagerrungen¹⁾. Daß aber in dem weiten Becken selbst junge tektonische Bewegungen vorgekommen sind, darauf weist schon die jungdiluviale Eruption des Laacher Sees hin. Geringe Senkungen im Neuwieder Becken während der Hauptterrassenzeit würden denn auch die Teilung der Hauptterrasse bei Ehrenbreitstein und die schnelle Tiefenerosion des Patersberger Rheins bis zum Loreleistadium in Verbindung mit den Senkungen im Mainzer Becken und am Niederrhein erklären, ohne daß Hebung irgendwie in Anspruch genommen zu werden braucht. Übrigens muß die gleiche Wirkung erreicht worden sein, wenn in dem tertiären Neuwieder Einbruchbecken während der Hauptterrassenzeit die tertiären Sedimente schneller ausgeräumt wurden als die härteren paläozoischen Gesteine der Umgegend. Auch dann mußte die nördliche Erosionsbasis des Patersberger Rheins sinken und die schnelle Tiefenerosion des Lurleirheins erfolgen, ohne daß Hebung erforderlich war.

Die Terrassen am Ostrand des Neuwieder Beckens sind von MORDZIOL näher untersucht (a. a. O., 1908). Er stellt auch dort fest, daß die Schotter um so höher liegen, je näher sie sich dem Beckenrand befinden; die Oberfläche einer Terrasse stellt also an sich schon keine horizontale Ebene dar, sondern senkt sich allmählich nach dem Rheintal zu, „wie es dem ehemaligen Flußbett entspricht“ (a. a. O., S. 354). „Da bei der Enge des Rheintals unterhalb Andernach die Hauptterrasse bis unmittelbar an das Gehänge wegerodiert

¹⁾ MORDZIOL: a. a. O., S. 402. Daß es sich hier um Senkung handelt, ist m. E. bei dem vereinzelten Vorkommen nicht zweifelhaft. Es wäre widersinnig, statt dessen Hebung der ganzen, massigen Umgebung anzunehmen.

wurde, liegt sie dort höher als in den mittleren Teilen des Beckens“ (S. 402). Das ist besonders hervorzuheben gegenüber der Behauptung von OESTREICH, das Gebirgsstück talwärts von Andernach sei gegenüber dem Neuwieder Becken um 30 m gehoben: „Ob hier eine flexurartige Aufwölbung Platz griff, oder ob eine Bewegung längs einer Verwerfung stattgefunden hat, wird schwer festzustellen sein,“ (OESTREICH: a. a. O., 1909, S. 61). Keines von beiden braucht der Fall zu sein. Die Höhen der Schotter dort stimmen vielmehr sehr gut miteinander überein, wenn man ihre verschiedene Entfernung von der Stromachse berücksichtigt¹⁾. MORDZIOL kam denn auch zu dem Ergebnis: „Seit der pliocänen Störungsperiode sind Störungen von größerer Sprunghöhe im Neuwieder Becken nicht mehr eingetreten; das einstweilen noch nicht sicher bewiesene Vorkommen geringer Verwerfungen in der altdiluvialen Hauptterrasse legt die Vermutung nahe, daß die Gebirgsbewegungen sich auch noch in geringerem Maße in das Diluvium weiter fortgesetzt haben“ (a. a. O., S. 427).

Geringe Tieferlegung der Erosionsbasis im Neuwieder Becken scheint auch von Einfluß auf die Tiefenerosion der unteren Mosel gewesen zu sein. Nach den jüngsten Untersuchungen sind dort über der Hauptterrasse gleichfalls ältere diluviale Stufen vorhanden. Die oberste und unterste dieser Terrassen liegt nach DIETRICH²⁾:

	Oberste diluviale Terrasse	Durchlaufende Hauptterrasse
	Höhe in m ü. M.	
Karthaus	—	270
Feyen	320	—
St. Medart	—	266
Trier (r)	—	265
Pfalzel	320	265
Ruwer	—	266
Pölich	—	263,5
Köwerich	310	—
Trittenheim	—	263
Neumagen	—	263
Minheim	320	261
Wintrich	320	261
Dusemond	—	262

¹⁾ Vgl. auch A. HETTNER: Geogr. Zeitschr. 1910, S. 382—384.

²⁾ B. DIETRICH: Morphologie des Moselgebiets zwischen Trier und Alf. Verh. Nat. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf. 67, 1910, S. 84—181. Taf. 4, 5. — Zwischen der ältesten und der durchlaufenden Hauptterrasse liegen nach DIETRICH noch Lokalterrassen; vgl. besonders die Tabelle, S. 180 f.

	Oberste diluviale Terrasse	Durchlaufende Hauptterrasse
	Höhe in m ü. M.	
Mülheim	—	261
Andel	—	261
Zeltingen	320	260
Ürzig	—	260
Kinheim	320	—
Cröv	—	260
Wolf	—	258
Rißbach	—	258
Traben	—	258
Eukirch	310	257,5
Burg	—	257
Reil	310	—
Pünderich	—	250
Alf	305	247,5

Junge tektonische Bewegungen sind hiernach überhaupt nicht zu erkennen. Das schwache Gefälle der obersten Terrasse betrug nach DIETRICH etwa 0,138 pro Mille. Die (untere) Hauptphase der oberen Terrassengruppe läßt sich auch hier, entsprechend dem Lurleirhein, durch bessere Erhaltung der Schotterreste, Kliffs, Talböden usw. deutlicher verfolgen als der älteste Flußlauf. Das Gefälle dieser jüngeren Hauptterrasse betrug 0,194 pro Mille. In der weiten Trierer Bucht bildete die alte Mosel einen weiten, die jetzige Talweitung übersteigenden Talboden, ähnlich wie der Rhein bei St. Goar. Weiter unterhalb passen sich die Terrassenreste aber in ihrem bogenförmigen Verlaufe bereits stark den jetzigen Talkurven an, und streckenweise finden wir auch hier bereits zur Hauptterrassenzeit in Anbetracht der größeren Wassermenge ein typisches altdiluviales Engtal.

Zwischen Alf und Cond fehlen bis jetzt ähnlich genaue Zusammenstellungen. Unterhalb Cond unterscheidet BORGSTÄTTE¹⁾ 4 Hauptterrassenstufen, deren unterste er mit der Ehrenbreitsteiner Stufe MORDZIOLS gleichstellt. Es ist wohl nicht ausgeschlossen, daß die wenigen Schotterreste, welche BORGSTÄTTE hierher rechnet (nur Bisholder und Metternich), ihre etwas tiefere absolute Lage geringen Senkungen hier am Südrand des Neuwieder Beckens verdanken. Dann könnte man die „Winniger“, vielleicht auch noch die „Maifelder“ Stufe BORGSTÄTTES etwa mit der Ehrenbreitsteiner Stufe gleichstellen.

¹⁾ BORGSTÄTTE: Die Kieseloolithschotter und Diluvialterrassen des unteren Moseltals. Inaug.-Diss. Gießen 1910. — vgl. auch LEPLA, Dil. d. Mosel, 1911, S. 368 ff.

Die höchsten altdiluvialen Schotter liegen nach BORGSTÄTTE (a. a. O., S. 39):

	Bruttig-Treiser Stufe	Maifelder Stufe	Winninger Stufe
		Höhe in m ü. M.	
Cond	—	280	—
Clotten	320	280	—
Pommern	310	280	—
Pommerer Mart	305	275	—
Müden	—	275	—
Burgen	—	275	—
Oberhalb Hatzenport	—	265	—
Hatzenport	—	255	—
Brodenbach	—	250	220
Kattenes	—	250	210
Kähr	—	245	210
Koborn-Dieblich	—	240	210
Winnigen	—	—	210
Bisholder	—	—	200

Die von BORGSTÄTTE gezeichnete Karte zeigt deutlich, daß bereits die Mosel der Maifelder Stufe streckenweise in einem selbstgegrabenen Engtal lief (a. a. O., S. 23). Die geringen Höhenunterschiede innerhalb der einzelnen Moselterrassen führt auch BORGSTÄTTE in erster Linie auf die Entfernung von der jeweiligen Stromachse zurück, und das Fehlen der ältesten Stufe unterhalb Pommerer Mart scheint eine Folge von Denudation zu sein (a. a. O., S. 25). Lokale tektonische Störungen nimmt BORGSTÄTTE zwischen Gondorf und Lehmen an (S. 28); im übrigen bestätigen aber seine Untersuchungen m. E. auch für die unterste Mosel, daß höchstens sehr geringfügige Senkungen nach dem Neuwieder Becken zu in Frage kommen. Ob es sich dabei um Nachklänge der tertiären tektonischen Bewegungen oder lediglich um eine Tieferlegung des Wasserspiegels durch schnelle Ausräumung der weichen tertiären Sedimente dort handelt, muß einstweilen noch dahingestellt bleiben. A. LEPLA ist auf Grund reichen Beobachtungsmaterials entlang der Mosel und ihrer Nebenflüsse zu dem Ergebnis gekommen, es sei nahezu ausgeschlossen, daß zwischen den Südvogesen und dem Schiefergebirge im Moselgebiet wesentliche Verschiebungen nach der 3. Eiszeit (Mittelterrassenstufe) stattgefunden haben. In die Zeit der mittleren Terrassengruppe fällt auch an der Mosel die hauptsächlichste Talvertiefung.¹⁾

Auch unterhalb Andernach war der Hauptterrassenrhein in Anbetracht seiner Wassermassen streckenweise ein keines-

¹⁾ LEPLA, Dil. d. Mosel, 1911, S. 375 Anm, 346, 359, 363, 368 ff.

wegs reifes Engtal. In der Gegend von Remagen greifen aber die ältesten diluvialen Schotter über die pliocänen Talböden hinaus; weiter nördlich lagern sie regelrecht übereinander, und nun gewinnt der Hauptterrassenrhein flächenhafte Ausbreitung¹⁾. Das ist unzweifelhaft die Folge der oberpliocänen Bewegungen am Niederrhein (vgl. Teil VI dieser Arbeit), und es ist bezeichnend, daß die Überlagerung am Südende des niederrheinischen Grabeneinbruchs beginnt. Das Gefälle der Hauptterrasse selbst ist am ganzen Mittelrhein und an der Mosel viel gleichmäßiger und zeigt nicht die großen Sprünge wie die Kieseloolithschotter²⁾; die Flußaufschüttungen einer jüngeren diluvialen Periode haben hier wie dort ein etwas schwächeres Gefälle als die einer vorangegangenen³⁾. Ich möchte aber betonen, daß es sich dabei um geringe Werte handelt: Der altdiluviale Rhein mag durchschnittlich etwa 5 Minuten Gefälle in der Luftlinie gehabt haben, der heutige Rhein etwa 1 Minute⁴⁾, und diese Unterschiede werden teilweise noch durch den größeren vom Wasser benetzten Querschnitt der älteren Strombetten aufgewogen⁵⁾. Es liegt daher kein Grund zu der Annahme vor, der mittel- und altdiluviale Rhein habe entweder eine erheblich stärkere Stromgeschwindigkeit gehabt als der rezente, oder aber das größere Gefälle der älteren Rheinbetten sei eine Folge tektonischer Verbiegung des ganzen Schiefergebirges. OESTREICH glaubt Anzeichen für solche jungen Verbiegungen gefunden zu haben⁶⁾, die neueren Aufnahmen im Feld haben dies jedoch meist nicht bestätigt; wo überhaupt am Mittelrhein junge tektonische Bewegungen vorliegen könnten, handelt es sich um tertiäre Einbruchsbecken, und das läßt auf geringe Fortsetzung lokaler Senkungen schließen, nicht auf Hebung. Im übrigen war aber das

¹⁾ LASEEYRES: Siebengebirge, 1900, S. 136 ff. (Plateaudiluvium). — E. KAISER: Ausbildung des Rheintals usw. 1903, S. 206 ff. — Pliocäne Quarzschotter im Rheingebiet zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht, 1907, S. 70 ff. — MORDZIOL: Geol. Rundschau 1910, Ref., S. 323.

²⁾ KAISER: a. a. O., 1907, S. 79.

³⁾ E. KAISER: a. a. O., 1903, S. 211. — BORGSTÄTTE: a. a. O., S. 38.

⁴⁾ Vgl. Teil II dieser Arbeit, diese Monatsber. 1910, S. 476 f. Die Angabe dort, die südliche und nördliche Erosionsbasis des Mittelrheins wäre seit dem Pliocän um 250 bzw. 90 m tiefergelegt worden, und der pliocäne Rhein habe etwa 200 m Gefälle gehabt, vermag ich nicht autrecht zu erhalten, weil ich dabei die oberpliocänen tektonischen Bewegungen nicht genügend berücksichtigte.

⁵⁾ Vgl. die Formel zur Berechnung der Stromgeschwindigkeit, Seite 38, Anm. 3.

⁶⁾ OESTREICH: PETERM. Mitt. 1909, S. 61. — Die Oberfläche des Rheinischen Schiefergebirges. Handelingen usw. 1909. S. 746—752.

Rheinische Schiefergebirge seit der Hauptterrassenzeit ein Gebiet großer Bodenruhe.

Im einzelnen bedarf der Rheindurchbruch noch sehr der Klärung, was nur durch eine Fortsetzung der Terrassenaufnahmen erfolgen kann. Dann wird sich auch ergeben, ob man selbst dem älteren Rheinlauf eine starke Seitenerosion zuschreiben darf, ob nicht vielmehr schon damals Tiefenerosion vorherrschte. Denn es wäre ein Irrtum, bei dessen Engtalstrecken ein reifes Stadium vorauszusetzen, bloß weil sie immer noch breiter sind als der heutige Wasserspiegel; nur wo der alte Rhein ein breites Becken vorfand, mag er mäandierend eine Zeitlang kräftig nach der Seite erodiert und größere Schottermassen abgelagert haben¹⁾. Es muß sich ferner zeigen, ob in der Tat das Einschneiden des Stromes vorwiegend von unten nach oben hin, also rückwärts, erfolgte. Der heutige Rhein zeigt, wie mitten im Cañon durch bloße Verengerung Auskolkungen entstehen, deren Wiederholung zu regionaler Vertiefung des Strombetts führen müßte²⁾. Und Beobachtungen und Aktenstudien im Fortifikationsdienst zwingen mich gleichfalls zu der Annahme, die mir auch von wasserbautechnischer Seite bestätigt wurde, daß ein Strom mit großer Wassermasse, kräftiger Geröllführung und einiger Strömung auch regional sein Bett vertieft¹⁾; damit würde aber auch die tektonische Tieferlegung der südlichen Erosionsbasis des Mittelrheins, der junge Einbruch des Oberrheingrabens³⁾, sehr wesentlichen Einfluß auf dessen schnelle Tiefenerosion gewinnen, namentlich wenn man die Wirkung diluvialer Eisstopfungen berücksichtigt.

Zusammenfassung.

Da es sich beim Rheinischen Schiefergebirge um ein Schulbeispiel handelt, indem bisher fast überall junge absolute Heraushebung dieses Horstes angenommen wurde, habe ich in der vorstehenden Arbeit das gesamte neuere Beobachtungsmaterial daraufhin gesichtet, ob denn hier tatsächlich Anzeichen vorliegen, welche sich nur durch Hebung erklären lassen, und ob Hebung überhaupt wahrscheinlich ist. Ich glaube das Gegenteil nachgewiesen zu haben. Alle Voraussetzungen für eine solche tektonische Bewegung fehlen:

¹⁾ Vgl. auch A. HETTNER: Die Arbeit des fließenden Wassers. Geogr. Zeitschr. 1910, S. 367, 374, 378—384.

²⁾ R. JASMUND, Die Arbeiten der Rheinstrombauverwaltung 1851 bis 1900, Berlin 1901. — R. HOERNES, Das Bosphorusproblem, Sitzungsbericht K. Ak. Wiss. Wien Math. nat. Kl. 120. 26. Okt. 1911, S. 20—22, Fig. 2 (Loreley).

³⁾ Vgl. Teil V dieser Arbeit.

1. Nicht eine einzige Beobachtungstatsache muß hier durch absolute Hebung erklärt werden.

2. Der Horst wurde im Tertiär stark gestört, aber gerade während der Zeit der stärksten „Heraushebung“, im Diluvium, zeigte er eine unverhältnismäßig große Bodenruhe.

3. Die nördliche und südliche Erosionsbasis des Mittelrheins, Niederrheinische Bucht und Mainzer Becken, bei denen man während der „Heraushebung“ des Schiefergebirges verhältnismäßig große Bodenruhe erwarten sollte, zeigen im Gegenteil starke absolute Senkungen und große Bodenunruhe.

4. Eine junge Aufwölbung des zentralen Teils des Horstes, wie sie bei Hebung durch seitlichen Druck vorhanden sein müßte, fehlt.

5. Der Einzelnachweis von Senkungen ist an mehreren Stellen im Rheinischen Schiefergebirge erbracht, während der Einzelnachweis von Hebungen fehlt.

6. Die nachgewiesenen Senkungen im Rheinischen Schiefergebirge und vor allem in seiner nördlichen und südlichen Erosionsbasis genügen vollkommen zur Erklärung des Rheindurchbruchs, ohne daß Hebung angenommen zu werden braucht. Die einzige Voraussetzung ist, daß der Meeresspiegel noch im Unterpliocän erheblich höher gestanden hat als heute.

7. Der altdiluviale Rhein war streckenweise bereits zur Patersberger Zeit, noch mehr im Loreleistadium ein Engtal, welches sich dort keineswegs in reifem Zustand befand; die Annahme, er habe sein jetziges Gefälle durch nachträgliche Bodenhebung erhalten, ist unnötig.

8. Das Rheinische Schiefergebirge wurde im jüngeren Tertiär durch grabenartige Einbrüche, namentlich entlang dem heutigen Erosionsdurchbruch, zerstückelt. Die Senkungen, welche im Diluvium den Oberrhein- und Niederrheingraben weiter ausgestalteten, machte der Rheinische Horst nicht mit; hierdurch erfolgte der Rheindurchbruch.

Ich bin überzeugt, wenn man die Ursache der Terrassenbildung an anderen deutschen und außerdeutschen Flüssen in gleicher Weise prüft, so wird sich manches als Folge von Senkung herausstellen, was bis jetzt als sicheres Anzeichen von Hebung gilt¹⁾. Ist doch z. B. der Elbdurchbruch ein Gegenstück zur Bildung des Mittelrheins.²⁾

¹⁾ Vgl. z. B. K. OESTREICH: Die Oberfläche Mazedoniens. Geogr. Zeitschr. 1910, S. 568 ff.

²⁾ v. STAFF und RASSMUS, zur Morphologie der sächsischen Schweiz, Geol. Rundschau 1911, S. 373 ff. Ich hoffe auch in diesem klassischen „Hebungsgebiet“ der gleichen Frage bald nachgehen zu können.

2. Über einige bisher unbekannte Tertiär- vorkommen im Regatale und Umgebung in Hinterpommern.

Vorläufige Mitteilung.

VON HERRN HANS HESS VON WICHENDORFF.

Mit 4 Textfiguren.

Berlin, den 20. August 1911.

Der gegenwärtige Stand der Erforschung des vordiluvialen Untergrundes der Provinz Pommern, wie ihn DEECKE in seinem Werke über die Geologie Pommerns treffend niedergelegt hat, zeigt im mittleren Teile Hinterpommerns eine auffällige Lücke in der Verbreitung vordiluvialer Ablagerungen. In der Tat ist in diesem Gebiete die diluviale Decke in der Regel auffallend mächtig; sie übersteigt vielfach sogar 150 m Mächtigkeit. So war es z. B. im Kreise Naugard¹⁾, den ich in seinem ganzen Umfange eingehend kennen zu lernen Gelegenheit hatte, sehr schwierig, sichere Daten über den präglazialen Untergrund dieses ausgedehnten Gebietes zu gewinnen.

Um so auffälliger ist es daher, daß sich an den Gehängen der tiefeingeschnittenen Urstromtäler, die den heutigen Regafluß und seine Nebentäler begleiten, in dem unmittelbar östlich anstoßenden Kreise Regenwalde eine Reihe bisher unbekannter Tertiärvorkommen oberflächlich anstehend nachweisen läßt. Daß auch hier das Tertiär nicht lediglich durch die Erosion freigelegt wurde, sondern das Auftreten der Tertiärinseln durch größere Lagerungsstörungen, vielleicht sogar erst diluvialen Alters, bedingt ist, zeigt in deutlicher Weise eine Tiefbohrung, die vor wenigen Jahren an der niedrigsten Stelle des Regatales, an der Mühle bei Labes, niedergebracht wurde. Hier wurde an einem Bohrpunkt, der nur 60 m über dem Seespiegel liegt, bis 150 m Tiefe nur Geschiebemergel, also rein diluviale Ablagerungen, angetroffen: die erfolglose Bohrung mußte, ohne das Tertiär erreicht zu haben, eingestellt werden.

¹⁾ H. HESS VON WICHENDORFF: Geologie und Heimatkunde des Kreises Naugard in Pommern. Berlin 1912.

Das Tertiär wurde im Gebiet des Regatales bisher an vier Stellen in größerer Verbreitung anstehend von mir aufgefunden, und zwar bei Wurow, Glietzig, Prütznaw und Muhlen-dorf sowie ferner an einem fünften Punkte im Stramehltale an den Gehängen der Zachower Berge bei Stramehl.

1. Die Tertiärvorkommen von Wurow.

Die unmittelbar am Bahnhofe gelegene Ziegelei Wurow entnimmt ihr Tonmaterial einer an der Bahnstrecke halbwegs nach dem Bahnwärterhaus 52 zu angelegten Tongrube, die einen teils schokoladebraunen, teils grünlichgrauen Ton enthält. Neben zahlreichen typischen Septarienknollen und Gipskrystallen führt der Ton eine charakteristische Fauna, in der namentlich

Nucula Chastelii,

Leda Deshayesiana

und Foraminiferen (*Nodosaria* usw.)

zahlreich vorhanden sind. Es handelt sich also zweifellos um mitteloligocänen Septarienton. In der Tongrube ist von den Lagerungsverhältnissen nur wenig zu beobachten, abgesehen von der Überlagerung des Tertiärtones durch eine $\frac{1}{2}$ —1 m mächtige, an großen erratischen Blöcken sehr reiche Kiesbank. Wie außerordentlich gestört das Vorkommen indessen ist, zeigt sich bereits in dem benachbarten Eisenbahneinschnitt beim Bahnwärterhaus 52. Hier ist zunächst in dem 4—6 m hohen Aufschluß nur diluvialer kiesiger Spatsand entwickelt, in dessen Mitte ein steil aufgepreßter Kern von braunem Septarienton erscheint. Dann folgt ein zweiter Sattel, der aus tertiärem Quarzkies, Quarzsand und tonigem Quarzfeinsand besteht und gelegentlich *Fusus multisulcatus* in wenigen Exemplaren enthält. Die ganze nördliche Hälfte des Eisenbahneinschnittes wird wieder von braunem Septarienton eingenommen. Zwischen letzterem und dem Quarzsand ist eine schmale, glaukonitische Grünsandschicht vorhanden, die am Salband des Tones eine etwa zolldicke Brauneisensteinausscheidung in dünnen Platten aufweist. Ganz die gleiche Beobachtung hat K. KEILHACK vor Jahren bei den Septarientonvorkommen am Odersteilrand nördlich von Stettin gemacht. Er sagt in den Erläuterungen zu Blatt PÖLITZ (Seite 6) darüber folgendes: „Mit dem Septarienton ist der Stettiner Sand durch Übergangsbildungen verbunden, die aus einem gelbbraunen, tonig-sandigen Gesteine bestehen, dessen Eisengehalt in zahlreichen auf den Schichtflächen liegenden, plattigen und blättrigen Stücken von Braun-

eisenstein konzentriert ist.“ In dem Eisenbahneinschnitt beim Bahnwärterhaus 52 liegt also, wie auch das beifolgende Profil (Fig. 1) zeigt, der mitteloligocäne Septarienton und Stettiner Sand in recht gestörter Lagerung unter diluvialem unteren Spatsand.

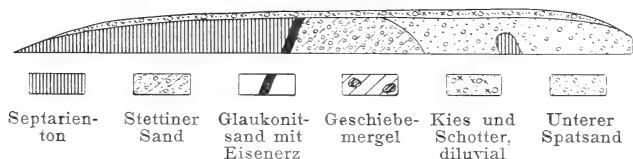


Fig. 1.

Eisenbahneinschnitt beim Bahnwärterhaus 52 am Bahnhof Wurov.
(Maßstab 1:2000 bei vierfacher Überhöhung.)

Vom Eisenbahneinschnitt an dehnt sich dann das Septarientonvorkommen als schmales, aber kontinuierliches Band längs des Steilgehänges durch den Wurover Park bis zum Gut und Dorf Wurov und von da bis zum Glietziger Weg aus; so ist der Tertiärton vom Eisenbahnaufschluß an vorläufig auf $1\frac{1}{2}$ km Länge verfolgt worden. Während der Septarienton im westlichen Teil unter unterem kiesigen Sand liegt, der vielfach größere erratische Blöcke als Rückstände der Erosion des oberen Geschiebemergels führt, lagert im östlichen Teil beim Dorfe Wurov der obere Geschiebemergel direkt über dem Tertiärton. Die kiesige Sandebene zwischen Dorf und Bahnhof Wurov, die in mehreren Aufschlüssen eine Mächtigkeit des Sandes und Kieses von über 12 m aufweist, ist zweifellos „unterer Sand“. Das beweisen die stellenweise noch über ihm vorhandenen Reste oberen Geschiebemergels am Steilrande ebenso wie das Vorhandensein des unteren Sandes in geringer Tiefe unter dem angrenzenden Geschiebemergelgebiet; so steht z. B. am Süden des Dorfes Wurov unter 2,70 m Lehm und Mergel der untere kiesige Sand an.

Zu erwähnen ist noch besonders ein isoliertes Tertiär-vorkommen unmittelbar an der Ziegelei Wurov an dem neuen direkten Verbindungsweg nach Dorf und Gut Wurov. Hier liegen an beiden Abhängen des Hohlweges auf dem schokoladenbraunen Ton tausende prächtig ausgebildeter, mehrere Zoll langer Krystallnadeln und Rosetten wie auch Zwillingsskrystalle von Gips, wie man sie in dieser Größe und Reinheit in Norddeutschland nur selten beobachtet.

2. Das Tertiär bei Glietzig.

Auf dem rechten Ufer der Rega, gegenüber dem Dorfe Wurów, befindet sich nahe an der Grenze der Feldmark des Gutes Glietzig ein größeres Tertiärtonlager, dessen Material in der an der Haltestelle Glietzig gelegenen Ziegelei verarbeitet wird. Nahe dem Bahnwärterhaus 54 sind zwei Gruben vorhanden, die einen fetten, z. T. schwärzlichbraunen Ton mit vielen Gipskrystallen und Kalkseptarien unter einer wechselnden, geringen Decke von Geschiebemergel zeigen. Hier ist auch an einer Stelle neben dem Septarienton weißer grober Quarzkies und glaukonitischer Grünsand aufgeschlossen.

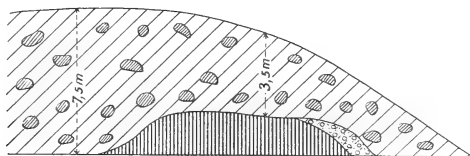


Fig. 2.
Tongrube Glietzig.

Es liegen hier dieselben geologischen Verhältnisse vor wie bei Wurów; leider gelang es bisher nicht, im Glietziger Ton Fossilien aufzufinden. Die überall an den Gehängen des Regatales zutage tretenden Kiese und steinig-kiesigen Sande sind stets „unterer Sand“, wie aus dem Aufschluß der Kiesgruben am Bahnhof Glietzig hervorgeht. Hier wird ein mehr als 8 m mächtiges Kieslager, das unter einer 3—4½ m mächtigen Geschiebemergeldecke ruht, ausgebeutet. Interessant ist der Aufschluß durch das massenhafte Vorkommen bizarr gestalteter Kalksandsteine bzw. Diluvialkonglomerate, die an der Grenze des Geschiebemergels mit dem unteren Kiese durch Kalkversinterung entstanden sind. Sie werden gelegentlich nach Art der Thüringer Kalktuffe in den Gärten der Nachbarstädte zu Grottenbauten verwendet. Das Kieslager enthält bemerkenswerterweise viel eingeschwemmte oligocäne Fossilien, namentlich häufig *Lamna*-Zähne auf sekundärer Lagerstätte. Es erschien nötig, auch hier noch einmal das unterdiluviale Alter der den Steilrand des Regatales begleitenden Kieslager besonders zu betonen, da gelegentlich, wie z. B. am Wege zwischen Gut Glietzig und der Ziegelei, direkte lokale Gerölle- und Blockpackungen darin vorkommen, die im Zusammenhang mit den durch die Erosion hervorgebrachten Geländeformen leicht irrtümlich als Endmoränenbildungen gedeutet werden könnten.

3. Die Tonvorkommen bei Prütznow.

Gegenüber dem Bahnhof Wurow erstreckt sich an dem rechten Steilhange des Regatales rechts und links des von Prütznow nach Piepenhagen führenden Weges ein größeres Tertiärtonlager, dessen Lage durch mehrere kleine Laubwälder

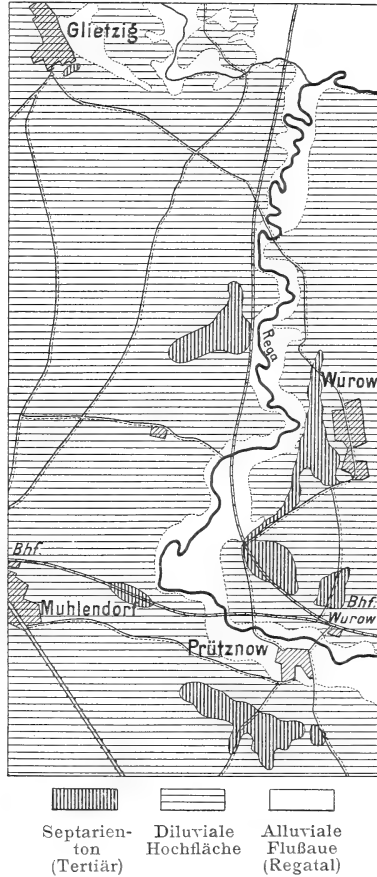


Fig. 3.

Übersichts-Kartenskizze der Tertiär-Vorkommen im Regatale.

von weitem bereits angedeutet wird. Es handelt sich aller Wahrscheinlichkeit nach um denselben Septarienton, der bei Wurow an der anderen Flußseite, wie erwähnt, weit verbreitet ist. Aus Mangel an Aufschlüssen läßt sich jedoch das Alter

der Schichten bisher nicht sicher feststellen. Der Ton setzt übrigens noch weiter bergewärts, als er oberflächlich zu beobachten ist, fort; so ist er z. B. im Hohlweg noch in 3,80 m Tiefe unter dem auflagernden Geschiebemergel erbohrt worden. Ein kleines isoliertes Vorkommen von 100 m Länge östlich unmittelbar neben dem Hauptlager ist nur $\frac{3}{4}$ — $2\frac{1}{2}$ m mächtig und wird von diluvialen Kiesen und Geschiebemergel unterlagert. Wenigstens dieses winzige Lager ist mit Bestimmtheit als eine diluviale Scholle anzusehen, und es ist durchaus nicht unwahrscheinlich, daß möglicherweise auch die anderen größeren Vorkommen eine ähnliche Rolle spielen.

Es mag schließlich nicht unerwähnt bleiben, daß die auffällige, plötzliche rechtwinklige Umbiegung des Flußlaufes der Rega in der Gegend von Prütznow und Wurow vielleicht durch das Auftreten der hier anstehenden zähen Tertiärtone bedingt ist.

4. Das Tertiär im Eisenbahneinschnitt bei Muhlendorf.

Beim Bau der Eisenbahnstrecke Regenwalde—Labes wurde in dem zwischen dem Bahnhof Muhlendorf und der Regabrücke am Steilhang gelegenen Eisenbahneinschnitt ein sehr fettes schwärzliches Tonvorkommen in geringer Tiefe angetroffen, das durch seine plastischen Eigenschaften und sein Aufquellen seither dem Bahnbetrieb erhebliche Schwierigkeiten macht. Das Vorkommen wurde schon vor einigen Jahren bei einer amtlichen Begehung der damals im Bau befindlichen Bahnstrecke von L. SCHULTE zuerst beobachtet und bereits als Tertiär erkannt. Über die Alterstellung dieser petrographisch etwas abweichenden, aber zweifellos tertiären Schichten wird später noch Näheres zu ermitteln sein.

5. Die Tertiärvorkommen in den Zachower Bergen bei Stramehl.

Am Fuße der steilen Zachower Berge im Stramehler Tal tritt Tertiär an sechs verschiedenen Stellen zutage, von denen die eine Hälfte auf Blatt Gr.-Borkenhagen, die andere auf Blatt Labes liegt; die nebenstehende Kartenskizze (Fig. 4) gibt ihre Lage wieder. Fast alle diese Vorkommen bestehen in kalkfreien Tönen, die mehrere Meter stark schokoladenbraune Färbung besitzen und nach unten zu in kalkhaltige dunkelgraue Tone übergehen. In der zwischen der Ziegelei Stramehl und dem Vorwerk Zachow (Fischereigehöft) nahe

an der Chaussee gelegenen Tongrube finden sich im Tone typische fußgroße Septarien, Markasitknollen, große klare Gipskrystalle und Gipsrosetten. Trotzdem die ursprünglich im Ton vorhandenen Konchylien infolge der Entkalkung, der Zersetzung des Markasits und der späteren sekundären Gipsbildung meist zerstört sind, gelang es noch, Hohlabdrücke der Konchylien und einen gut erhaltenen *Lamna*-Zahn aufzufinden, wodurch auch diese Vorkommen mit hoher Wahrscheinlichkeit als mittelligocäner Septarienton bestimmt werden konnten.

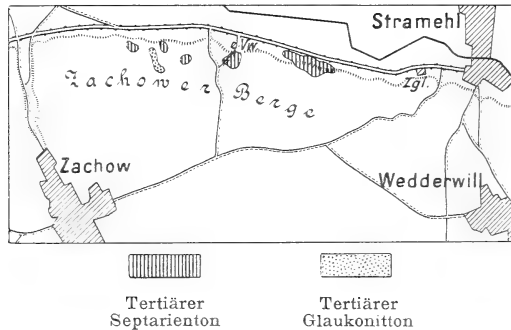


Fig. 4.

Tertiär-Vorkommen in den Zachower Bergen bei Stramehl.

In einem schmalen, von einem Quellbache durchflossenen Tälchen steht, abweichend von den anderen Vorkommen, kein Septarienton, sondern ein dunkelgrüner, feinsandiger, oligocäner Glaukonitton an, unter dem an einer Stelle heller Quarzkies erbohrt wurde. Es sind dies ähnliche Schichten, wie sie, wie erwähnt, bei Wurow und Glietzig vorkommen. Das Tertiär tritt am Fuße der Zachower Berge teils direkt unter dem Geschiebemergel, teils unter unterem Sande hervor. Die Steilgehänge dieser tieferodierten Berge zeigen nämlich die Eigentümlichkeit, daß hohe ebene Rippen gratartig mit steilen Böschungen in das Tal vorspringen; sie bestehen von oben an bis in größere Tiefe aus zähem Geschiebemergel. Zwischen diesen fingerartigen Bergvorsprüngen liegen schmale tiefeingeschnittene Talgründe, die bereits an ihrer Ursprungsstelle den emporgepreßten unteren Sand an ihrer Oberfläche zeigen. Daher hat hier die Erosion besonders scharf einsetzen können gemeinsam mit dem Umstande, daß der Grundwasserhorizont des unteren Sandes angeschnitten ist und in zahlreichen Quellen in diesen Schluchten zutage tritt.

Es ist zweifellos, daß in dieser Gegend noch eine Reihe weiterer Tertiärvorkommen vorhanden ist, die erst bei der eingehenden geologischen Aufnahme dieser Gegend aufgefunden werden dürften. Die vorliegenden vorläufigen Mitteilungen sind lediglich Ergebnisse größerer Übersichtsbegehungen, die im Frühjahr 1909 im Anschluß an die Aufnahme von Blatt Gr.-Borkenhagen von mir ausgeführt wurden. Sie bestätigen und erweitern die wichtigen Untersuchungen E. PICARDS über die fossilführenden Tertiärablagerungen auf Blatt Schönebeck¹⁾ in den Jahren 1903 und 1904. Die genauere Untersuchung der Regatalvorkommen, wie auch die Lösung der Frage, ob hier wirklich anstehendes Tertiär oder nur diluviale Schollen vorliegen, behalte ich mir für spätere Zeit vor. Es mag indessen bereits hier erwähnt werden, daß im Nachbarkreis Naugard im tieferen Untergrund der Stadt Daber eine zirka 50 m mächtige diluviale Septarientonscholle sicher nachgewiesen ist, wie auch einzelne Beobachtungen an den Regatalvorkommen die Schollennatur dieser Tertiärinseln nicht ganz unwahrscheinlich machen. Die Größe der einzelnen Lager kann nicht als zwingender Gegengrund angeführt werden, nachdem es mir gelungen ist, bei Steinitten im Samlande²⁾ eine zweifellose diluviale Oligocänscholle von 4 km Länge und 2 km Breite nachzuweisen. Daß auch in Pommern ähnlich große Schollen gelegentlich auftreten, beweisen u. a. die Daberer Septarientonscholle und die Finkenwalder Kreidescholle.

3. Die Neogenbecken Kleinasiens.

Von Herrn GEORG BERG.

Berlin, den 13. November 1911.

In meiner Arbeit „Geologische Beobachtungen in Kleinasien“ (diese Zeitschr. 1910, S. 462) hatte ich an verschiedenen Stellen auf die besonders im östlichen Anatolien sehr charakte-

¹⁾ E. PICARD: Aufnahmeergebnisse aus Hinterpommern. (Bericht über die Aufnahme auf Blatt Schönebeck in den Jahren 1903 und 1904.) Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1904, Bd. XXV, S. 758—766.

²⁾ H. HESS VON WICHENDORFF: Ein neues Vorkommen von phosphoritführender unteroligocäner Bernsteinformation bei Steinitten im Samlande und seine Natur als Diluvialscholle. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1911, Bd. XXXII, S. 344—352.

ristischen, mit jungtertiären Sedimenten erfüllten Talauen Bezug genommen, und war im zusammenfassenden Teil am Ende des Aufsatzes kurz auf die Entstehung dieser „Ovabildungen“, wie ich sie kurz nannte, eingegangen.

Im 2. Heft seiner „Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien“ (PETERMANNS Mitteilungen, Ergänzungsheft 172) und auch schon bei der Besprechung meines Aufsatzes im Geographischen Literaturbericht (PETERMANNS Mitteilungen, Juliheft 1911) wendet sich A. PHILIPPSON in mehreren Fußnoten gegen meine Ausführung. Er erhebt Einspruch gegen die Anwendung des Ausdruckes Ovabildungen, denn ova bedeute auf türkisch schlechthin jede Ebene, und beklagt, daß „es jetzt leider vielfach Sitte geworden ist, ganz allgemeine Bezeichnungen fremder Sprachen zu morphologischen Kunstausdrücken zu verwenden, als ob darunter in dem betreffenden Lande nun auch wirklich ein besonderes morphologisches Gebilde verstanden würde“. Ich muß sagen, daß ich hierin mit Herrn PHILIPPSON eigentlich ganz übereinstimme und, ebenso wie er, die Herbeiziehung von Worten fremder Sprachen zur wissenschaftlichen Nomenklatur für überflüssig halte (vgl. auch PHILIPPSONs Bemerkung zu dem von GRUND aufgestellten Namen Bülbülschichten). Indessen muß ich gestehen, daß ich mir, als ich das Wort Ovabildungen niederschrieb, gar nicht recht bewußt war, einen neuen wissenschaftlichen Fachausdruck in die Morphologie Kleinasiens einzuführen. Fast überall, wo ich auf der Karte für eine Landschaft die Bezeichnung Ard-Ova, Jazyhane-Ova usw. fand, lag ein solches von Jungtertiär erfülltes Becken vor, und fast jedes von mir durchwanderte Neogenbecken trug diesen bezeichnenden, mit ova zusammengesetzten Landschaftsnamen. Besonders im östlichen Anatolien ist dieser Zusammenhang zwischen Benennung und Entstehung so eng, daß wohl ganz unwillkürlich jeder Geologe den türkischen Landschaftsbegriff ova und den geologischen Fachausdruck Neogenbecken als gleichbedeutend gebrauchen wird.

Stimme ich also hier in gewissem Sinne Herrn PHILIPPSON zu, so muß ich mich entschieden dagegen verwahren, daß ich unter dem Namen ova „sehr verschiedenes zusammenwerfe“. Die ebenen Neogenauen sind so ausgeprägte und leicht kenntliche Gebilde, daß ich nicht glaube, mich in einzelnen Fällen mit meiner Diagnose getäuscht zu haben. Allerdings können sie je nach dem Stande der jüngeren Erosion verschiedene Erscheinungsformen annehmen. Der Fluß kann heute noch auf der alten tertiären Oberfläche in träge mäandrierendem Lauf hinziehen, er kann in die Sedimente ein System steil-

wandiger Schluchten eingeschnitten haben, oder er kann bereits alles Tertiärmaterial bis auf einzelne an den Gehängen sichtbare Reste aus dem Becken ausgeräumt haben und also dann nicht an der Oberfläche, sondern an der ehemaligen Unterflache der Beckensedimente mäandrieren, und in diesem Sinne können allerdings die genetisch im Prinzip gleichen Landschaftsformen als „alte Talböden oder jungtertiäre Tafelländer und Becken“ erscheinen. Ich glaube aber nicht, daß unter den, *sit venia verbo*, „Ovabildungen“ wenigstens des östlichen Kleinasiens einfache, in beliebigem Gebirge ausmäandrierte Talweitungen oder junge posttertiäre und daher nie mit Neogensedimenten erfüllt gewesene Beckenformen sich finden.

Auch bezüglich der Entstehung nimmt PHILIPPSON einen etwas anderen Standpunkt ein als ich. Er meint: „Das kleinasiatische Neogen ist so ausgedehnt, mit so gleichbleibendem Charakter, daß es m. E. nicht in einzelnen Becken abgelagert sein kann, sondern es ist einheitlich und erst durch spätere Dislokationen in Hochtafeln und Senken zerlegt; so ist es wenigstens in dem mir bekannten Westen.“ Er erklärt also jedes Neogenbecken für einen Einbruch einer großen limnischen Schichtendecke, die früher das ganze Land gleichmäßig überzog. Ich nehme an, daß noch beträchtliche Teile der älteren Schichten hervorragten über die jungtertiären Sedimente, die Täler und Niederungen der alten Landoberfläche erfüllten und das Gebirge im eignen Schutt ersticken ließen; unter dem Namen Schutt ist hierbei natürlich auch der feinere, in Sümpfen und Lagunen sich aufstauende Detritus einbegriffen.

Der Unterschied zwischen den beiden Meinungen ist indessen in diesem Punkte nur ein gradueller. Ich gehe davon aus, daß in spätpliocäner oder postpliocäner Zeit die Einbrüche der angrenzenden Meeresbecken die Erosion neu belebten, und muß natürlich zugeben, daß auch innerhalb des Kontinentes vielfach junge Einbrüche stattfanden, welche die jetzigen Neogenbecken allseitig oder in einem Teil ihres Umrisses begrenzen. Andererseits betrachtet PHILIPPSON den „Tmoloschutt“ als eine lokale Faciesbildung des Jungtertiärs und erwähnt verschiedentlich Konglomerate in den Neogenschichten. Auch er nimmt damit einzelne, das Neogen durchragende und in verschiedene Becken teilende Gebirgszüge an. Erklärlich ist es, daß er auf Grund seiner Studien im Westen, nahe an den Bruchrändern des Ägäischen Meeres, und im Gebiet eines regen jugendlichen Vulkanismus mehr geneigt ist, die Gebirgsformen und Lagerungsverhältnisse durch jugendliche Brüche zu erklären.

Wenn ich das Gefühl habe, daß er hierbei manchmal etwas zu weit geht, und manches als Einbruch auffaßt, was wohl auch Anlagerung sein könnte, oder daß er Steilränder für Hebungsterrassen hält, die ich lieber als Erosionsränder ansehen würde, so sind natürlich meine gelegentlichen Reisebeobachtungen gegen die Autorität seiner langjährigen Durchforschung des Gebietes im Nachteil, und die Entscheidung muß zukünftigen Arbeiten vorbehalten bleiben.

Die Terrasse von Tralles halte ich z. B. auch jetzt noch für einen aus dem Tabaktschai-Tale hervorkommenden Schuttkegel, den der Mäander, als er im Gebiete der jetzigen Unterstadt von Aidin floß, angeschnitten hat und, wie dies in solchen Fällen oft vorkommt, in eine kurze lokale Terrassenbildung umwandelte. PHILIPPSON hält die Terrasse für ein kurzes, ganz jugendlich gehobenes Stück des Talbodens. Die Entscheidung ließe sich hier vielleicht unschwer durch eine Einzeluntersuchung treffen. Könnte man im Oberlauf des Tabaktschai unter den Geröllen eine besondere bezeichnende Gesteinsart auffinden, so müßte im ersteren Falle die ganze Terrasse solche Gerölle führen, im letzteren Falle dürften sie sich nur unterhalb, d. h. also westlich vom Austritt des Tabaktschai in die Mäanderaue, finden.

Einige kurze Worte seien mir noch gestattet bezüglich eines Vorwurfes, den mir Herr PHILIPPSON mehrmals in seinen Fußnoten macht: daß ich den Unterschied zwischen den halbkrystallinen wahrscheinlich paläozoischen Tonschiefern und Kalken und den vollkrystallinen Glimmerschiefern und Marmoren nicht genügend beachtet hätte. Wenn ich die Schiefer und Kalke des Kisil Dag für archaisch erklärte, so schrieb ich ausdrücklich, daß sie versteinerungsleer und daher bis zum Beweise des Gegenteils stratigraphisch als archaisch aufzufassen sind, und hob ausdrücklich ihre geringe Metamorphose hervor.

PHILIPPSONs Unterschied zwischen Arealen halbmetamorpher, wahrscheinlich paläozoischer und ganz metamorpher, archaischer Schichten, der im großen wohl vorhanden sein mag, scheint mir doch im einzelnen stellenweise recht schwierig zu erfassen. PHILIPPSON muß selbst zugeben (a. a. O. S. 14), daß auch ein verschiedener Metamorphosierungsgrad gleicher Schichten den Unterschied bedingen könnte. Eine deutliche Diskordanz zwischen den halbkrystallinen und den vollkrystallinen Schichten wird nicht erwähnt, dagegen kommen Wechsellagerungen vor, zu deren Erklärung Einfaltungen angenommen werden müssen.

Der Vorwurf, daß ich bei meinen Beobachtungen den Unterschied dieser zwei Schichtengruppen nicht genau gefaßt hätte, scheint mir daher nicht allzuschwer zu wiegen.

4. Stratigraphische Ergebnisse einer Tiefbohrung am Bühlach im oberbayerischen Kohlenrevier.

Von Herrn W. KOEHNE.

München, den 16. Februar 1912.

Nachdem ich die unrichtige Schichteneinteilung H. STUHLIKS im Peißenberger Kohlenrevier durch eine neue ersetzt hatte¹⁾, war es mir auch möglich geworden die rätselhaften geologischen Verhältnisse am Bühlach bei Peiting (westlich vom Peißenberger Revier) zu erklären.

Im Februar 1911 stellte ich die Theorie auf, daß die am Bühlach bisher durchschürften Schichten nur den oberen Teil der Cyrenenschichten mit den Flözen 1—6 darstellen [die Schwaig-Neumayer-Schichten meiner Gliederung²⁾], trotz der bei Flöz 2 befindlichen Cementmergelbank, die früher dazu verleitet hatte, dieses Flöz mit Flöz 9 zu identifizieren. Demgemäß mußten in der Tiefe als Äquivalent der bauwürdige Flöze führenden Schichten des Peißenberges überwiegend mergelige, flözführende Schichten liegen, welche durch eine Störung vor ihrem Ausstreichen zutage abgeschnitten werden und deshalb nicht bekannt geworden sind. Da die Schwaig-Neumayer-Schichten am Bühlach eine etwas andere Zusammensetzung und Ausbildung zeigten als am Peißenberg, so war zu erwarten, daß auch in den unteren Schichten am Bühlach die Flözausbildung und die Abstände der Flöze etwas andere sein würden als am Peißenberg. Es lag daher die Notwendigkeit vor diese Flöze zu untersuchen. Die K. Generaldirektion der Berg-, Hütten- und Salzwerke ordnete auch, unbeirrt durch Vorurteile Sachkundiger, die Ausführung einer Bohrung zu

¹⁾ Dieser schloß sich neuerdings R. BÄRTLING an: Zur Tektonik des Hohenpeißenberges. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1912, Januarheft.

²⁾ W. KOEHNE: Zur Geologie des Peißenberger Kohlenreviers. Geognostische Jahreshefte 1911, XXIV. Jahrg., S. 212.

diesem Zwecke an. Diese ergab eine völlige Bestätigung meiner Theorie. Nachdem 38 m weiche Überdeckung durchmeißelt worden waren, ging die Kernbohrung im anstehenden Gebirge an. Der Voraussage gemäß wurden Mergelschiefer mit Cyrenen, Cerithien, Stinksteinbänken und Kohlenflözen angetroffen. Das Profil bildet gerade die Fortsetzung des Profils vom „Nördlichen Schurf“ am Bühlach nach dem Liegenden zu.

Die bisher durchsunkenen Flöze konnten mit den Flözen 7 bis 17 vom Peißenberg identifiziert werden. Bei 44 m wurden 3 Stinkstein- und 3 Kohlenbänke mit zusammen 60 cm Kohlenmächtigkeit angetroffen; sie vertreten die Flöze 8 und 9. Bei 55 m wurde das Hauptflöz 10/11 in sehr schöner Ausbildung mit 97 cm Kohle erbohrt. Flöz 14 fand sich bei 84 m mit 40 cm Kohle. Die gesamte bauwürdig erscheinende Kohlenmächtigkeit im Bohrloch und den schon früher aufgeschlossenen hangenden Flözen ist mindestens ebenso groß als im Peißenberger Bergbau bekannt.

Das Einfallen ist 29° wie bei den Schürfen. Störungen sind also nicht vorhanden. Der Bohrpunkt liegt etwa 250 m über dem Niveau der 2. Tiefbausohle von Peißenberg, neben der im Bau befindlichen Eisenbahnlinie Weilheim—Schongau, etwa 2 km östlich vom Dorfe Peiting.

Das Resultat der Bohrung beweist die Brauchbarkeit unserer neuen Schichtengliederung im Peißenberger Revier. Die Schwaig-Neumayer-Schichten, welche im Penzberger Revier die beiden Glassande und den zwischen diesen lagernden Komplex umfassen, liegen also im Peißenberger Revier zwischen Flöz 1 und 5. Dadurch ist im Hangenden zwischen Flöz 1 und der „jüngeren bunten Molasse“ Raum für die Promberger Schichten gewonnen und die Auffassung STUCHLIKS, daß die jüngere bunte Molasse nur eine andere Facies der Promberger Schichten sei, widerlegt worden.

Beim Abteufen des neuen Schachtes beim Bergamte Peißenberg zeigte sich, daß die von R. BÄRTLING angenommenen, von STUCHLIK wiederholt auf das heftigste abgeleugneten Querverschiebungen tatsächlich existieren.

Weitere interessante wissenschaftliche Ergebnisse durch neue Aufschlußarbeiten der Bergwerksverwaltung stehen in Aussicht und sollen nach Abschluß der Arbeiten in den Geognostischen Jahresheften zusammenfassend dargestellt werden.

7

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 2.

1912.

Sitzung vom 7. Februar 1912.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFTE.

Das Protokoll der vorigen Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr stud. geol. KLUSEMANN, Charlottenburg, Lietzenburger Str. 37, vorgeschlagen von den Herren WEISSERMEL, WAHNSCHAFTE, BERG.

Die Redaktion der Deutschen Bergwerkszeitung, vorgeschlagen von den Herren WAHNSCHAFTE, WEISSERMEL, BÄRTLING.

Herr Bergassessor SCHEFFER, Herausgeber der Technischen Blätter, Essen-Ruhr, Herkulesstr. 5, vorgeschlagen von den Herren WEISSERMEL, P. G. KRAUSE, KOERT.

Der Vorsitzende überbringt der Gesellschaft eine Einladung der Gesellschaft naturforschender Freunde, die zu Ehren der Tendaguru-Expedition am 27. Februar eine Festsitzung veranstalten will.

Es zirkuliert bei den Mitgliedern eine Liste zur Angabe der gewünschten Kartenzahl.

Durch den Vorsitzenden werden die als Geschenk eingegangenen Werke der Versammlung vorgelegt und besprochen.

Herrn LOTZ wird das Wort erteilt zu seinem Vortrage über „die weitere Erschließung der Diamantfelder in Südwestafrika und ihre Ergebnisse“ (mit Lichtbildern).

Herr JOH. BÖHM berichtet im Anschluß daran über seine Bearbeitung der bei den Aufnahmen im Diamantgebiet aufgefundenen Fauna.

Zur Diskussion sprechen die Herren CARTHAUS, GÜRICH, OPPENHEIM, SCHEIBE, KUNTZ und die Vortragenden.

Herr PAUL OPPENHEIM betont die große Wichtigkeit dieser südwestafrikanischen Tertiärfauna. Er ist mit dem Vortragenden darin vollkommen einig, daß ein Teil der vorgelegten Fossilien, zumal die großen Ostreen, Turritellen und Mactriden, durchaus auf die Fauna des europäischen Miocäns und zumal seiner älteren Stufe hinweist. Andererseits macht die *Arca* einen etwas fremdartigen Eindruck, und sind so riesenhafte Aturien, deren spezifische Übereinstimmung mit *A. aturi* BAST. wohl noch nicht über jeden Zweifel erhaben sein dürfte, in Europa und Nordamerika mehr in den älteren Tertiärbildungen vorhanden. Hier drängt sich nun prinzipiell die Frage auf, nach welcher Methode man das Alter derartiger Tertiärbildungen festzustellen hat. In den europäischen Tertiärbildungen, von denen die Kenntnis der Formation ausgeht, ist es das Verhältnis der noch jetzt an Ort und Stelle oder in den benachbarten Meeren lebenden Formen zu den gänzlich ausgestorbenen gewesen, welches die feinere Einteilung im großen und ganzen, von Ausnahmen wie der pontischen Stufe abgesehen, bestimmt hat. Die weiter aufbauende Forschung hat nun mit immer größerer Deutlichkeit festgestellt, daß es sich hier in Europa um wenigstens 4 große Vergesellschaftungen von Organismen handelt, welche durch Transgression in die europäischen Meere hineingeführt wurden und die älteren Formen allmählich verdrängten. Ich glaube, wir können schon heute sagen, daß die Umwandlung an Ort und Stelle im allgemeinen nicht die Rolle spielt, welche man ihr früher zugewiesen hat, und daß eine Umformung des früher vorhandenen Materials im wesentlichen nur dann eintritt, wenn der Gleichgewichtszustand der pflanzlichen und tierischen Bevölkerung durch neue Einwanderung stark verschoben und verändert wird. Woher die einzelnen Faunen gekommen, und wo, d. h. in welchen außereuropäischen Meeren ursprünglich ihre Wiege stand, das wissen wir in vielen Fällen noch nicht; aber wie der indoaustralische Charakter des mittleren Eocäns vielfach mit Recht betont wurde, so sind speziell über die Bevölkerung des Miocäns alle Beurteiler darin einig, daß hier eine westafrikanische Fauna vorliegt, und diese Beziehungen zu der Senegalmündung sind von mehreren Seiten, zumal von

SUESS, NEUMAYR, DOLLFUS und R. HOERNES¹⁾, stark betont worden. Nun könnte man ja wohl die Frage aufwerfen, welches der Weg dieser Wanderung gewesen ist; ob sie von West nach Ost, ob in umgekehrter Richtung erfolgte, und man hätte vielleicht die Frage dahin beantworten können, daß unser europäisches Miocän nur deshalb so ausgesprochene Beziehungen zu der heutigen westafrikanischen Fauna darböte, weil seitdem die Miocänfauna, welche aus dem stark eingeschnürten und langsam erkaltenden Mittelmeer auszuwandern gezwungen war, in postmiocäner Zeit hier an der westafrikanischen Küste die ihr genehmen Bedingungen weiter gefunden hätte und daher erst nach dem Miocän hierhin ausgewandert sei. Gegen diese Hypothese spricht aber in erster Linie das ziemlich plötzliche Auftreten der Miocänfauna in den europäischen Gewässern, da sie, von einzelnen Vorläufern im mittleren Oligocän des südlichen Europas abgesehen, dort erst im Aquitanien einsetzt und sogleich eine Fülle von Arten mit westafrikanischem Typus entwickelt. Es ist also mit der größten Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß es sich hier um eine ursprünglich an der westafrikanischen Küste heimisch gewesene Fauna handelt, welche beim Beginn der Neogenzeit in das europäische Mittelmeer und die von ihm abhängigen Gebiete einwandert, und es ist vielleicht ein Zusammenhang zwischen dieser Einwanderung und den Vorkommnissen von Miocän auf den atlantischen Inseln nicht ganz von der Hand zu weisen. Vielleicht ist beim Beginn der Miocänzeit der von verschiedenen Seiten und aus sehr guten Gründen angenommene Zusammenhang zwischen Brasilien und der westafrikanischen Küste²⁾ in die Tiefe gesunken, und hat dieses Ereignis die Einwanderung der neuen, in den südafrikanischen Gewässern schon seit längerer Zeit heimischen Fauna nach Norden hin bewirkt. Wenn wir uns dies alles vor Augen halten, so gewinnt die

¹⁾ Vgl. u. a. E. SUESS: Antlitz der Erde III, 2, S. 102. — M. NEUMAYR: Erdgeschichte II, S. 502. — GUSTAVE F. DOLLFUS: Une coquille remarquable des faluns de l'Anjou, *Melongena cornuta* AG. sp. (*Pyrula*). Bull. de la Société d'Études scientifiques d'Angers. 1887. — R. HOERNES: *Melongena Deschmanni* nov. form. aus den aquitanischen Schichten von Morautesch in Oberkrain nebst Bemerkungen über die geographische Verbreitung der lebenden Melongeniden. Sitzungsber. der Wiener Akademie, math.-naturw. Klasse, CXV, 1906, S. 1521 ff. Vgl. besonders S. 1545 „Die ausgedehnte Transgression der zweiten Stufe in der Touraine kann geradezu als eine Invasion der Senegal-fauna bezeichnet werden.“

²⁾ Vgl. SUESS: Antlitz der Erde III, 2, S. 767 ff., wo auch die einschlägige Literatur in den Aufsätzen von ENGLER, v. IHERING, KOBELT und SCHARFF besprochen ist.

Entdeckung von Tertiärfossilien mit europäischem Miocäncharakter in Deutsch-Südwestafrika eine erhöhte Bedeutung. Vergleichen wir diese Fauna nach der in Europa ursprünglich für die marinen Tertiärbildungen angewendeten Methode mit derjenigen des sie heute bespülenden Atlantischen Ozeans, so scheint, wenn man z. B. die Zusammenstellungen bei P. FISCHER¹⁾ zugrunde legt, eine außerordentliche Verschiedenheit vorhanden zu sein, und dies Moment im Zusammenhange mit dem altertümlichen Charakter z. B. der großen Aturien läßt jedenfalls die Möglichkeit zu, daß diese Fauna trotz ihres miocänen Charakters doch etwas älter sein könnte, als das Miocän selbst. Natürlich wird eine Entscheidung dieser tiergeographisch sehr interessanten Frage erst ermöglicht sein, wenn das südwestafrikanische Tertiär und seine Faunen noch besser bekannt sein werden. Vorläufig scheint über die Funde in dem portugiesischen Angola, welche Herr GÜRICH erwähnte, noch eine eingehendere Bearbeitung der hier für miocän gehaltenen Formation auszustehen²⁾. Nach SUESS³⁾ würden sich allerdings hier Lepidocyclus finden, welche unter Umständen für ein höheres Alter ins Feld geführt werden könnten.

Herrn SPETHMANN wird das Wort erteilt zu einem Vortrage über „Untersuchungen am Nordrande des Vatnajökuli auf Island im Vergleiche mit diluvialen Erscheinungen in Norddeutschland“ (mit Lichtbildern).

Zur Diskussion sprechen die Herren WERTH, RECK und der Vortragende.

Herr H. PHILIPP spricht Über ein rezent alpin Os und seine Bedeutung für die Bildung der diluvialen Osar. (Mit 13 Textfiguren).

Bei der großen Bedeutung, welche den Osarn in der Morphologie der vom diluvialen Inlandeis ehemals bedeckten Länder zukommt, muß es auffallen, welche Unsicherheit im allgemeinen noch über deren Entstehungsart herrscht. Zwar

¹⁾ Manuel de Conchyliologie et de Paléontologie conchyliologique. Paris 1887. S. 153—155.

²⁾ In dem größeren Werke von CHOFFAT: Matériaux pour l'étude stratigraphique et paléontologique de la province d'Angola. Mém. Soc. de physique et d'hist. nat. de Genève XXX, 1888, finden sich auf S. 52—53 nur generische Bestimmungen.

³⁾ Vgl. Antlitz der Erde III, 2, 1909, S. 769.

kennt man die Morphologie und den inneren Aufbau der Osar bis in ihre Einzelheiten, aber die Erklärungen gehen noch weit aus einander (vgl. hierüber die Darlegungen bei DE GEER¹⁾ und die jüngeren Zusammenstellungen von ELBERT²⁾ und WAHNSCHAFTE³⁾). Der Grund hierfür liegt in der geringen Anzahl von Beobachtungen über rezente Osbildungen. Leider lassen uns auch die großen arktischen Inlandeismassen von Grönland und die Vereisungen Spitzbergens schon deswegen im Stich, weil hier die meisten Gletscher nicht auf dem festen Lande, sondern im Meere enden, wodurch die Mehrzahl der sub- und inglazialen Bildungen unserer Beobachtung entzogen werden. Andererseits aber müßte man bei dem Fehlen eines prinzipiellen Unterschiedes zwischen den gewaltigen Inlandeismassen und den Gletschern vom alpinen Typus erwarten, auch bei den vergleichsweise geringen Vereisungsstadien unserer Alpenländer Bildungen zu finden, die morphologisch und genetisch den Osarn entsprechen. Bei Untersuchungen⁴⁾, die ich im vergangenen Sommer speziell über Gletscherstrukturen und deren Zusammenhang mit der Gletscherbewegung im Bereich der Grindelwald- und Aargletscher vorgenommen habe, richtete ich daher mein Augenmerk nebenher auf Bildungen, die etwa mit den nörddeutschen und skandinavischen Osarn verglichen werden könnten. Dabei hatte ich das Glück, am Oberaargletscher ein typisches Os aufzufinden und seine Entstehung gewissermassen in statu nascendi zu beobachten.

Der Oberaargletscher unterscheidet sich von seinem Nachbarn dem Unteraargletscher vor allem durch das Zurücktreten der oberflächlichen Moränen. Während der Unteraargletscher in seiner Abschmelzzone von dem oberflächlichen Schuttmateriel völlig erstickt wird, ist der Oberaargletscher fast frei von diesem. Fast anderthalb Kilometer weit ist der Fuß des ersteren völlig von den kantigen Geschieben der Protogine und krystallinen Schiefer bedeckt, und noch auf eine Entfernung von drei Kilometern überwiegt der Oberflächenschutt weitaus das zutage tretende Eis. Auf dem Oberaargletscher dagegen betritt man fast unmittelbar am Gletscherfuß das apere Eis. Dieser

¹⁾ G. DE GEER: Om rullstensåsarnes bildningssätt. Sverig. geol. unders. Ser. C. Nr. 173 und Fören. i. Stockholm Förhandl., 19. 1897.

²⁾ J. ELBERT: Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen. Jahresber. geogr. Ges., Greifswald 1904 und 1906.

³⁾ F. WAHNSCHAFTE: Die Oberflächengestaltung des nordd. Flachlandes. Stuttgart 1909, S. 209.

⁴⁾ Diese Untersuchungen wurden mit Unterstützung des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins ausgeführt, dessen Hauptauschuß ich auch an dieser Stelle meinen ergebensten Dank ausspreche.

Unterschied, der auch auf dem Blatt Obergestelen des Siegfriedatlas klar hervortritt, erklärt sich, wie schon ein Blick auf die Karte zeigt, leicht aus der großen Anzahl der Mittelmoränen des Unteraargletschers, die beim Herausschmelzen sich immer mehr verbreitern und schließlich den ganzen Gletscher überwuchern. Es liegt auf der Hand, daß beim Zurückschmelzen dieses Gletschers sämtliche Erscheinungen, die sich subglazial



Fig. 1.

Os am Oberaargletscher (proximaler Teil); links der ansteigende Gletscher.

oder inglazial gebildet haben, also vor allem die unter dem Gletscher gebildeten fluvioglazialen Bildungen von der Oberflächenmoräne bedeckt und so den späteren Beobachtungen entzogen werden. Ganz anders liegen die Verhältnisse am Oberaargletscher; dieser ist wesentlich einfacher gestaltet und besitzt keine größeren seitlichen Zuflüsse. Nur die eine große Firnmulde am östlichen Absturz des Oberaarhorns kommt als Nährgebiet des Gletschers in Betracht. Daher der Mangel an bedeutenden Mittelmoränen und das Vorhandensein von nur untergeordneten seitlichen Mittelmoränenstreifen, die aus den Zuflüssen

der seitlichen Kargletscher resultieren. Im Einklang mit diesem Mangel an Oberflächenmoränen steht nun das starke Hervortreten fluvioglazialer Bildungen in der Abschmelzzone dieses Gletschers.

Hat man die drei schönen Hauptendmoränenwälle des Oberaargletschers passiert, so fallen einem dicht vor dem Gletscher zwischen Gletscherbach und nördlicher Talwand zahlreiche bis über 3 m hohe Hügel auf, die wesentlich aus gutgerollten fluvioglazialen Schottern, meist größeren Geröllen

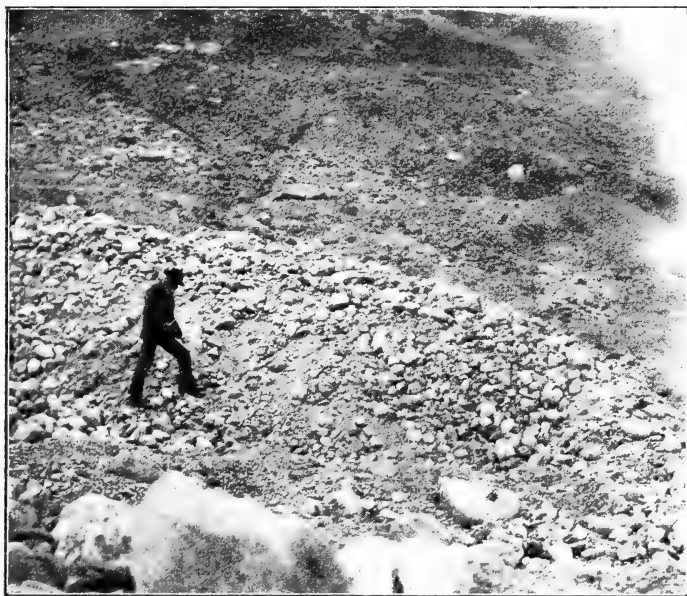


Fig. 2.

Os am Oberaargletscher (Ausschnitt aus dem mittleren Teil).

und Kiesen, bestehen. Aus diesen unregelmäßigen Schotterhügeln, die man direkt als Kames bezeichnen kann, entwickelt sich nun gegen den Gletscherrand und auf diesen übergreifend, ein typisches Os in Gestalt eines fast 100 m langen und stellenweise 3—4 m hohen Kies- und Geröllrückens. Man muß natürlich im Auge behalten, daß die glazialen und fluvioglazialen Bildungen in den Alpen in ihren Dimensionen außerordentlich viel kleiner sind, als etwa die norddeutschen und skandinavischen Bildungen der gleichen Art; unter dieser Voraussetzung aber findet sich eine überraschende Analogie der Bildungen.

Die Form des Rückens ist ziemlich scharfkantig, namentlich am proximalen, wesentlich aus feinem Material bestehenden Ende (Fig. 1). Der Verlauf ist nicht gradlinig, sondern zeigt die typische gewundene Linie der Osar, und ebenso schwankt die Höhe des Rückens. In der Längsrichtung wechseln Partien, die mehr aus groben Geröllen bestehen (Fig. 2) mit solchen, die wesentlich aus feinem Material, Kies und Sand aufgebaut sind. Letztere zeigen dann die charakteristische Kreuzschichtung.

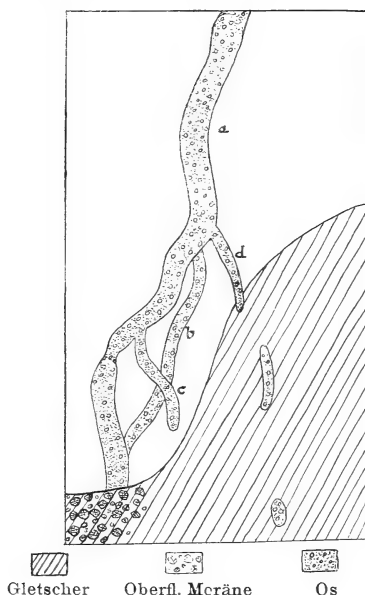


Fig. 3.

Situationsplan der Osbildungen am Oberaargletscher.

An mehreren Stellen ließ sich unter den Schottern noch das Vorhandensein eines inneren Eistrückens konstatieren. Das proximale Ende läuft in den Gletscher hinein und verschwindet unter den Schuttmassen einer seitlichen Mittelmoräne. Neben diesem Hauptrücken entwickeln sich nun sekundäre kleinere Geröll- und Kieszüge, die nach Art der Nebenosa von jenem sich abzweigen bzw. wieder mit ihm vereinen, wie es die kleine schematische Skizze (Fig. 3) veranschaulicht. Auf der Fig. 1 steht der Mann auf dem Nebenosa b, das von dem noch kleineren Ostreifen c unmittelbar vor den Füßen des Mannes überkreuzt wird. Hier besteht das obere aus viel größerem Material als

das untere. Durch Teilung und Wiedervereinigung entstehen zwischen solchen Nebenästen grubenartige Vertiefungen nach Art gewisser Osmulden. Von ganz besonderem Interesse unter diesen Nebenösen ist das mit d bezeichnete, das sich in einem Winkel von ca. $30-40^{\circ}$ von dem Hauptos abzweigt. Seine Länge beträgt ca. 5 m, seine Höhe 1 m. Es besteht aus geschichtetem feinen Kies und Sand und liegt unmittelbar



Fig. 4.

Durch oberflächliche Ablation freigelegter alter interglazialer Kanal
in der Fortsetzung des Nebenös d.

auf einer Schotterunterlage vor dem flach ansteigenden Eisschild, auf den es noch ein kleines Stück hinaufreicht. In der direkten Fortsetzung dieses Kiesrückens sitzt auf dem Eise selbst ein ca. 1 m hoher mit Geröll bedeckter Eisrücken auf; dann setzt dieser auf ca. 10 m aus, und es folgt ein anderthalb Meter hoher Eiskegel in einer ca. 20 cm dicken Geröllschicht. Weitere 50 m oberhalb kommt abermals ein etwas größerer, stark zerstörter Geröllhaufen, und unmittelbar unter und neben diesem setzt eine alte, jetzt leer gelaufene Bachrinne ein, deren Boden mit Gerölln bedeckt ist (Fig. 4).

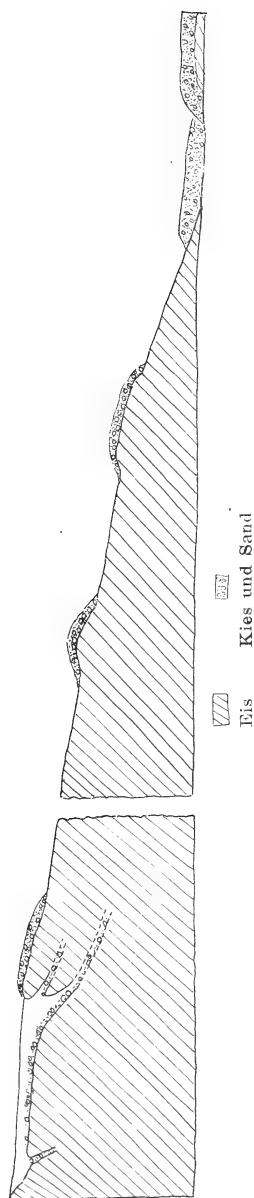


Fig. 5.
Schematischer Durchchnitt von dem Nebenos d bis zu dem offenen Kanalstück (vgl. Anmerkung 1 auf dieser Seite).

Dieser ca. 1—2 m tiefe Bachkanal, ein oberflächlich angeschmolzener alter inglazialer Tunnel, verliert sich abwärts unter dem letzterwähnten Geröll-Eishügel in einen geschlossenen Eiskanal, über dem noch ein zweiter leerer, offenbar etwas älterer Kanal liegt. An der rückwärtigen Seite des offenen Kanalstückes durchzieht diesen eine Querspalte mit eingeklemmten Geröllen. Auf Fig. 4 ist das geöffnete Kanalstück mit den Geröllen, die quer verlaufende Spalte und das sich in die Tiefe fortsetzende distale Stück des Eiskanal deutlich erkennbar. Ein etwas schematisiertes Längsprofil von dem Nebenos bis zu dem Kanal gibt Fig. 5¹⁾. Daß ein direkter Zusammenhang zwischen dem seitlichen Osstück d und dem mit Geröllen bedeckten Kanal besteht, unterliegt infolge der dazwischen liegenden Bildungen (Kiesrücken und Kiehügel), die ihrerseits wieder durch einzelne Gerölle und Sandpartien mit einander verbunden sind, keinem Zweifel. Die Bildung unseres Os erklärt sich nunmehr leicht auf folgende Weise: Die in dem inglazialen Eiskanal abgelagerten Gerölle und Kiese treten bei dem im Rückzug begriffenen Gletscher durch oberflächliches Abschmelzen zutage. Bei fortschreitender Ablation schmilzt dann zu beiden Seiten des ursprünglichen Eiskanal das Eis schneller

¹⁾ Der oberste Kiehügel auf dem Eise liegt in Wirklichkeit nicht unterhalb des offenen Kanalstückes, wie es der Durchschnitt zeigt, sondern neben diesem (vgl. Fig. 4). Da die Richtung des weiteren Verlaufs der rückwärtigen Spalte und der beiden Kanalstücke nicht sicher ist, wurden sie nicht ausgezeichnet.

ab als unter den die Ablation verzögernden Kiesen. Diese bilden zunächst einen überhöhten Rücken mit Eiskern nach Art ausschmelzender Mittel- und Seitenmoränen, der auch nach noch eine zeitlang persistieren wird, wenn zu beiden Seiten der Gletscher bereits völlig abgeschmolzen ist. Schließlich schwindet auch der innere Eiskern, und die Kiese und Schotter bleiben als langgezogene Wälle auf dem alten Gletscherboden bzw. der Grundmoräne liegen. Das Wesen dieser Osbildungen liegt also in dem inglazialen Verlauf des Kanals, wobei, wie wir sehen werden, der den Kanal rückwärtig abschneidenden Spalte die für die Bildung des Oses wichtigste Rolle zukommt. Sämtliche Stadien der Entstehung sind also an diesem Nebenos des Oberaargletschers gewissermaßen noch in der Entwicklung zu verfolgen. Was aber für das Nebenos gilt, kann wohl auch direkt auf die Bildung des Hauptos übertragen werden, in dessen Richtung gletscheraufwärts ein beträchtlicher supraglazialer Bach im Innern des Eises verschwindet. An eine Ablagerung auf der Gletscheroberfläche durch supraglaziale Wasser kann schon wegen der relativen Steilheit des Gletscheranstieges nicht gedacht werden. Ebenso weist die Überkreuzung der Nebenosar b und c (Fig. 3) deutlich auf Ablagerung in zwei übereinandergelagerten Kanälen, wie ja auch der Abfluß des offenen Kanalstückes (Fig. 4) im distalen Teil 2 Kanäle übereinander zeigt¹⁾, während man sich einen dritten noch tieferen Kanal, in Verbindung mit der proximalen Spalte, dort wo diese sich nach unten schließt, vorstellen muß, falls sie nicht direkt bis auf den Gletscherboden hinunterreicht. Eine subglaziale Entstehung ist aber schon aus dem Grunde gänzlich ausgeschlossen, weil sich das Nebenos noch ein Stück auf den sichtbaren Gletscherrand hinauflegt, ganz abgesehen davon, daß das Eis allem Anschein nach sich noch unter den Kiesen und Schottern auf denen das ganze Os ruht, ein beträchtliches Stück hinzieht.

Weisen somit alle Anzeichen darauf hin, daß das Os am Oberaargletscher entgegen den herrschenden Theorien auf inglazialem Wege entstanden ist, so wäre jetzt der Nachweis zu führen, ob eine inglaziale Entstehung auch theoretisch möglich ist, und ob wir diese Entstehungsmöglichkeit auch für die diluvialen Osar heranziehen können, d. h. ob die Annahme in-

¹⁾ Ob der an der Seite des offenen Kanalstückes liegende Kieshaufen (vgl. Anm. S. 74) zu dem oberen dieser beiden Kanäle oder zu einem jetzt völlig zerstörten obersten Kanal gehört, ist schwer zu entscheiden.

glazialer Entstehung allen Erscheinungsformen der ja außerordentlich genau studierten diluvialen Osbildungen gerecht wird.

Zunächst muß darauf hingewiesen werden, daß die hier beschriebene Bildung auffällig übereinstimmt mit Beobachtungen junger osartiger Bildungen in Alaska durch G. F. WRIGHT und H. F. REID, sowie mit denen vom Malaspinagletscher durch RUSSELL. Letzterer¹⁾ hat sehr anschaulich geschildert, wie der Malaspinagletscher in- und subglazial drainiert wird. Er beschreibt, wie die schuttbeladenen Schmelzwässer mit enormer Wucht den Gletscher verlassen, ja springquellartig bei ihren Ausmündungen emporschießen. Uns interessiert besonders die Schilderung des beim Verlassen des Eises ca. 45 m breiten Kame-Baches. Dieser mündet jetzt, soweit man aus dem Text ersehen kann, an der Basis des Eises und fließt von der Stelle seines Zutagetretens noch ca. 800 m weit zwischen steilen, hohen Eiswänden dahin. In gleicher Richtung mit diesem Bach liegt nun oben auf dem Eis, ca. 30 m höher als die jetzige Bachrinne, ein langer Kiesrücken mit allen Eigentümlichkeiten eines Osrückens, der nach RUSSELLs eigenen Worten einem früheren Stadium des Gletscherbaches angehörte, als dieser noch im höheren Niveau floß. Mit anderen Worten: der jetzige basale subglaziale Bach muß ursprünglich supra- bzw. inglazial geflossen sein. Hier herrscht also eine überraschende Ähnlichkeit mit unserem alpinen Os²⁾. RUSSELL selbst schenkt aber dieser auffallenden Tatsache, daß der Osrücken ja auf dem Eise liegt, sonderbarerweise nicht die gebührende Beachtung, sondern kommt zur Annahme subglazialer Entstehung.

Es kann hier nicht auf alle bisherigen Erklärungsversuche der Osbildungen eingegangen werden, sie sind in den schon eingangs erwähnten Arbeiten zusammengestellt und besprochen; auf die wichtigsten wird im Laufe der Erörterung noch zurückzukommen sein. Es sei aber darauf hingewiesen, daß bei allen bisherigen Erklärungsversuchen eine Schwierigkeit bestehen bleibt, nämlich: wie lassen sich die beiden Tatsachen vereinigen, daß diese reißenden Gletscherbäche und -Ströme, die imstande sind, mächtige Schottermassen zu bewegen und in außerordentlich kurzer Zeit abzurollen, andererseits befähigt sind, Akkumulationen von der Form bis über 50 m hoher steil aufragender Osrücken zu bilden. Jede Erklärung muß sich in erster Linie mit diesem inneren Widerspruch auseinandersetzen, der namentlich dort unlösbar scheint, wo die

¹⁾ *Glaciers of North America*, Boston 1897, S. 121 ff.

²⁾ Außerdem fand RUSSELL vor dem Gletscher osartige Kieshügel, die, wie am Oberaargletscher, noch Eisrückstände im Inneren bargen.

Bildung auf subglaziale Ströme zurückgeführt wird. Tatsächlich ist auch bisher eine befriedigende Erklärung nicht gelungen. DE GEER suchte dem Widerspruch mit der Annahme zu begegnen, daß die Gletscher Skandinaviens zur diluvialen Zeit ähnlich wie heute die Mehrzahl der arktischen Gletscher in das offene Meer ausmündeten. Hierdurch sollte der starke hydrostatische Druck des unter dem Eise fließenden Stromes in dem unter Wasser liegenden Gletschertor plötzlich aufgehoben werden, so daß die Schotter als steilrandige Deltabildungen noch im Gletschertor, also submarginal aufgeschüttet wurden. Ist nun an sich die Vorstellung einer solchen plötzlichen Druckentlastung mit großen Schwierigkeiten verbunden, auch wenn man in Betracht zieht, daß das süße spezifisch leichte Gletscherwasser das Bestreben hat, im Augenblick der Einmündung in das salzhaltige Meerwasser nach oben zu steigen, so muß diese Erklärung unbedingt fallen im Hinblick auf die Osbildungen von Norddeutschland, die ja nie am Boden eines Meeres, sondern auf trockenem Festlande abgelagert worden sind. Wer je einen alpinen Schmelzbach bei seinem Austritt aus dem Gletschertor beobachtet hat und dessen Stromgewalt kennt, muß die Möglichkeit einer osartigen Akkumulation durch diesen von vornherein ablehnen. Und sollte wirklich gegen Abend, wenn die Wucht der Schmelzwässer nachläßt, eine gelegentlich stärkere Akkumulation in Form eines außerordentlich flachen Schuttkegels stattfinden, so würde dieser unfehlbar am nächsten Mittag mit dem erwähnten Anschwellen der Gletscherwasser wieder zerstört werden; denn da der Lauf der Bodenströme wesentlich nur vom Relief des Untergrundes abhängt, so wird er keine nennenswerten Verlegungen erfahren, sondern die subglazialen Schmelzwässer werden sich im allgemeinen in der gleichen Rinne unter dem Eise sammeln.

Eine weitere Schwierigkeit bei der Erklärung durch subglaziale Kanäle liegt darin, daß man an einigen Stellen in koupierem Terrain Osar beobachtet hat, die in der Richtung der alten Eisbewegung ansteigen, bzw. ein querliegendes Tal durchkreuzen, indem sie an der einen Flanke herunter und an der gegenüberliegenden wieder hinaufsteigen, so daß die Osströme bergauf geflossen sein müßten, ELBERT¹⁾ meint zwar „um das zu ermöglichen, mußten die Wasser die subglazialen Kanäle während der Osbildung ganz erfüllt haben und unter starkem hydrostatischen Druck hervorgepresst sein“. Aber schon die Vorstellung eines derartig allseitig eingeschlossenen

¹⁾ a. a. O. S. 162.

Wasserlaufes auf dem Boden des Gletschers, daß ein Bergaufwärtsfließen möglich wäre, muß starkem Zweifel begegnen.

Ist also eine befriedigende Erklärung durch subglaziale Ströme m. E. ausgeschlossen, so bleibt für die Deutung durch inglaziale Tunnels zunächst die gleiche Schwierigkeit bestehen. Gerade diese inglazialen Wassermassen besitzen einen enormen Druck, da sie sich ja nicht wie die subglazialen Ströme nach den Seiten ausbreiten können, sondern sich in wirklich rings geschlossenen Röhren fortbewegen. Bekannt ist es, daß diese Kanäle ihr Wasser oft in grandiosen Springquellen ausstoßen, so daß an eine Akkumulation noch weniger gedacht werden kann. Für die Erklärung dieser Widersprüche geben uns nun die Verhältnisse am Oberaargletscher einen wertvollen Aufschluß. Hier zeigte sich (vgl. Fig. 4 und Fig. 5), wie der Eiskanal rückwärtig von einer Spalte durchzogen wird, und daß in dieser Spalte grobe Gerölle eingeklemmt sind. Es hat also der Gletscherbach durch Aufreißen einer Spalte plötzlich einen neuen Abfluß bekommen, und die vorher innerhalb des Kanals stark bewegten Kiese und Schotter können sich jetzt ablagern. Man muß dabei im Auge behalten, daß die aufgerissene Spalte nicht vom ersten Augenblick an weit klafft und sofort sämtliches Wasser verschluckt, sondern diese erweitert sich erst allmählich¹⁾, so daß es eines gewissen, wohl oft mehrere Tage dauernden Zeitraumes bedarf, bis kein Wasser mehr in den Eiskanal abwärts der Spalte gelangt. Da aber andererseits mit der Verminderung der Wassermenge die Transportkraft außerordentlich schnell nachläßt (vgl. unten S. 87), so muß sehr bald eine Sedimentierung stattfinden, die andauert, bis sämtliches Wasser durch die Spalte abgefangen ist. Es kann also, da die inglazialen Wassermassen z. T. außerordentlich mit Schutt beladen sind, eine sehr beträchtliche Ablagerung in dem Kanal von der Spalte an abwärts stattfinden. Auf diese Weise ergibt sich m. E. eine völlig befriedigende Erklärung des erwähnten scheinbaren Widerspruches, und es wäre jetzt zu untersuchen, wie weit sich überhaupt die spezifischen Merkmale der Morphologie und des Aufbaues der Osar durch Ablagerungen in allseitig von Eis umschlossenen Kanälen und Ablenkung der Wassermassen durch distal aufreißende Spalten erklären lassen. Hierbei seien zunächst die äußeren Formen besprochen.

¹⁾ Vgl. H. HESS, Die Gletscher. Braunschweig 1904, S. 156—157.

a) Form des Querschnitts.

Schematisch würde Abbildung Fig. 6 A—E die Entwicklung der äußeren Form darstellen. Es ist anzunehmen, daß das Profil eines inglazialen Wassertunnels in seiner unteren Partie dem der supraglazialen Wasserrinnen entspricht. Diese sind in der Regel mit steilen Wänden eingeschnitten und zeigen einen ziemlich flachen Boden. Auch wird man annehmen können, daß die Schuttbedeckung in der Mitte

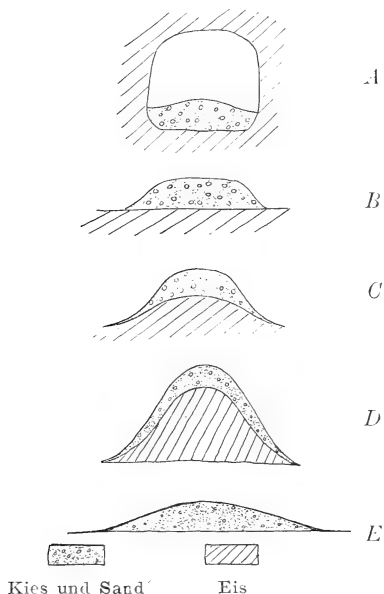


Fig. 6.

Schematische Querschnitte durch die Entwicklungsstadien eines Osrückens.

des Kanalbeckens etwas stärker als an den Rändern ist, da ein Strom¹⁾ seine Schotter an die Stellen des geringsten Widerstandes schafft, diese aber an den Punkten stärkster Strömung liegen. Im ganzen ist die Frage des primären Schotterdurchschnitts ziemlich unwesentlich. Fig. 6 B stellt den Augenblick dar, wo die Abschmelzung des Eises soweit fortgeschritten ist, daß die Oberfläche des Gletschers zusammenfällt mit der Basis des ursprünglichen Eistunnels. Von diesem

¹⁾ Vgl. ELBERT a. a. O. S. 170.

Stadium an überholt die Abschmelzung zu beiden Seiten des Kanals diejenige unter dem Kiesrücken, da, wie bekannt, größere Schuttmassen vor Abschmelzung schützen, und es muß also bei fortschreitendem Schmelzprozeß unter dem Kiesrücken sich ein Eisrücken herausentwickeln, an dessen Flanken die Sande und Kiese herabgleiten (Fig. 6 C—D). Dabei findet gleichzeitig eine Verbreiterung des schotterbedeckten Arels statt, ebenso wie bei zunehmender Abschmelzung die scheinbare Basis einer Mittelmoräne sich immer mehr verbreitert und aus dem Gletscher herauszuwachsen scheint. Hat die Abschmelzung des Gletschers zu beiden Seiten des Rückens ihr Ende erreicht, so erniedrigt sich allmählich durch Schmelzen des Eiskerns auch jener, bis schließlich der fertige Osrücken vor der Außenseite des Gletscherrandes liegen bleibt (Fig. 6 E). Wesentlich ist dabei, daß er gegenüber der ursprünglichen Schotterablagerung an Breite zu-, an Höhe abgenommen haben wird. Es muß also der endgültige Querschnitt des Osrückens wesentlich von drei Faktoren abhängen: erstens von der Breite des ursprünglichen Eistunnels, zweitens von der Höhe, in welcher der Eistunnel über der Gletscherbasis gelegen hat, drittens von der primären Mächtigkeit der abgelagerten Kiese und Sande; denn diese drei Faktoren bestimmen die Höhe, Breite und Böschung des inneren Eisrückens und damit die sekundäre Form des Kiesrückens. Tatsächlich kennen wir ja die verschiedensten Ostypen der äußeren Form nach, solche mit breitem und mit schmalem Rücken, mit steiler und mit sanft ansteigender Böschung. Wichtig ist auch die Tatsache, daß der Böschungswinkel der beiden Flanken in der Regel nicht gleichmäßig ist; sieht man von den später zu erwähnenden nachträglichen Formveränderungen ab, so muß schon die Exposition des Osrückens eine wesentliche Rolle spielen. Läuft beispielsweise ein Osrücken in ostwestlicher Richtung, so wird der innere Eiskegel auf der Südseite eine viel intensivere Schmelzung erfahren als auf der Nordseite, und die Folge wird sein, daß im Stadium C—D der Eiskegel sich asymmetrisch entwickelt, und demgemäß auch der fertige Osrücken ungleiche Flankenbildung aufweist.

b) Rückenlinie.

Es ist bekannt, daß die meisten Osar in mehr oder weniger ausgesprochenem Maße serpentinisieren. ELBERT¹⁾, der die Osar für Bildungen des subglazialen Gletscherbaches an-

¹⁾ a. a. O. S. 166.

sieht, ist folgerichtig gezwungen, das Ausmaß der Serpentinien mit der Neigung des Gletscherbodens und dem dadurch bedingten Lauf des subglazialen Gletscherbaches in Einklang zu bringen. Ein starkes Serpentinisieren des letzteren widerspricht aber seinem starken Gefälle, das namentlich dort, wo der Gletscher dem festen Fels aufgelegt hat, wie in Skandinavien und Finnland, dem Wasser den kürzesten Weg zeigt. Viel besser läßt sich auch hier das Serpentinisieren durch inglaziale Bildung erklären, denn es ist eine auffallende Tatsache, daß Wasserläufe auf dem Eise auch dort, wo sie mit großer Gewalt dahinbrausen, im Gegensatz zu gewöhnlichen Wasserläufen, so außerordentlich stark zu gewundenem Laufe neigen. Es ist dies wohl dadurch zu erklären, daß ein Eisbach durch Schmelzung viel intensiver nach den Seiten erodieren, besser gesagt korrodieren kann, als es ein normaler Wasserlauf in anstehendem Gestein vermag. Für inglaziale Bäche wird aber das gleiche gelten wie für superglaziale, da die Beschaffenheit des Untergrundes und der Wände in beiden Fällen gleich ist. Beim Niederschmelzen des Osrückens werden sich die Windungen im großen und ganzen erhalten, nur an Schärfe einbüßen. Nicht zu den normalen Serpentinien möchte ich die beobachteten scharfen Abbiegungen aus einer streckenweise eingehaltenen Richtung ansehen, wie z. B. den scharfen Knick in dem von BÄRTLING beschriebenen Neunkirchener Os bei Schönwalde¹⁾. Hier muß man wohl eher an eine Ablenkung durch eine Querspalte denken.

Die Richtung der Osar als ganzes wird, wie das ja auch in der Regel zutrifft, dem Laufe des Gletschers folgen, also radial zum Endmoränenbogen liegen. Immerhin wird bei der Annahme inglazialer Entstehung ein größerer Spielraum walten können, als bei der Annahme subglazialer Bildung. In letzterem Falle ist der Lauf absolut abhängig von der Neigung des Untergrundes, bei inglazialer Deutung wird der Tunnel nicht unbedingt der Neigung des Gletscherbodens zu folgen brauchen, sondern wird auch gelegentlich in scharfem Winkel zur Gletscherbewegung seinen Lauf nehmen können.

Eine Tatsache, die bei der Annahme subglazialer Entstehung bisher große Schwierigkeiten bereitet hat, war das gelegentliche Bergaufsteigen von Osarn²⁾. Solche Fälle sind keineswegs selten. BÄRTLING³⁾ beschreibt, wie das Neun-

¹⁾ R. BÄRTLING: Der Os am Neunkirchener See an der Mecklenburg-Lauenburgischen Landesgrenze. J. L. A. 1905, S. 15—25, Taf. 1.

²⁾ vgl. S. 77.

³⁾ a. a. O. S. 22.

kirchener Os „vom Plateau in das präexistierende Tal hinabsteigt und an dem gegenüber liegenden Steilrand sich ungehemmt wieder auf das Plateau erhebt“ und ELBERT¹⁾ zitiert andere Fälle aus Finnland, wo die Osströme „bergauf geflossen sein müssen“. BÄRTLING sowohl wie ELBERT schließen daraus, daß die subglazialen Rinnen vollkommen geschlossen waren, und daß demzufolge das Wasser wie in einer Leitungsröhre bergab und bergauf geflossen sei. Bei unserer Entstehungsannahme erklären sich diese Fälle wesentlich einfacher durch Niederschmelzen aus einer inglazialen Röhre von normalem Gefälle, wobei der Osrücken sich ganz unabhängig von der Konfiguration des Untergrundes auf diesen niedersenken muß.

c) Nebenoser.

Die Bildung von Nebenosern wird auf doppelte Weise erfolgen können, entweder zwei inglaziale Wasserarme vereinigen sich wie bei einem normalen Flußsystem, oder aber es spaltet sich in der Flußrichtung des Gletschers ein Nebenos ab. Letzteres wird dann eintreffen, wenn der Ostunnel von einer Querspalte getroffen wird, die dem Osbach einen neuen Weg eröffnet. In diesem Falle wird das Nebenos die gleiche Stärke erreichen können wie das Hauptos. Beide Fälle findet man auf der vorzüglichen von G. DE GEER herausgegebenen Karte des spätglazialen Südschwedens²⁾ verzeichnet. Es ist kein Zufall, daß „gerade die Strecken in der Nähe des Zusammentreffens zu Unterbrechungen neigen“³⁾, da die Vereinigung zweier Oser, vor allem aber die Abspaltung eines Os in der Regel mit Spalten zusammenhängen werden, in denen das Wasser zunächst unter Bildung von Gletschermühlen abwärts stürzt, um sich in tieferem Niveau einen neuen Tunnel zu graben, bzw. sich dort mit einem schon vorhandenen zu vereinigen. Aus der Darstellung bei HESS⁴⁾ geht hervor, daß von den Gletschermühlen tatsächlich solche seitlichen Kanäle abzweigen können. Es ist klar, daß an solchen Stellen die Schotterablagerung eine Störung bzw. eine Unterbrechung zeigen muß. Bei der Abspaltung eines Nebenkanals auf die eben beschriebene Weise kann natürlich der Fall eintreten, daß dieser unterhalb des älteren Kanals dessen Richtung kreuzt. Dann muß beim Niederschmelzen sich das ältere Os auf das

¹⁾ ELBERT a. a. O. S. 162.

²⁾ Stockholm 1910.

³⁾ ELBERT a. a. O. S. 34.

⁴⁾ H. HESS: Die Gletscher 1904, S. 222.

jüngere legen. Im kleinen ließ sich dies ja am Oberaargletscher beobachten. An den diluvialen Osarn scheint der Fall selten zu sein. Auf eine Anfrage teilte mir Herr STEN DE GEER liebenswürdigerweise mit, daß ihm aus Schweden kein Fall einer Überkreuzung persönlich bekannt sei. Es dürften aber doch in Småland solche Bildungen vorkommen, da GUMÄLIUS¹⁾ über die dortige Gegend schreibt: „Die Osar bestehen oft aus einer ganzen Menge paralleler oder sich kreuzender Hügel.“

Ebendort ist erwähnt, wie durch Teilung eines Os und Wiederverschmelzen der Teilstücke Gruben oder Mulden entstehen können, wie denn auch am Oberaargletscher solche durch Teilung entstehende Gruben beobachtet wurden. Diese werden dann im Verhältnis zur Breite beträchtlich langgestreckte Depressionen sein, wie sie beispielsweise in dem hinterpommerschen Jakobshagener Os südöstlich der Mühle von Kempendorf auftreten. Daß daneben kleinere Gruben die „Osgruben s. str.“ durch unregelmäßiges Schmelzen des Eisrückens im Senkungsstadium oder durch unregelmäßige Schotterverteilung entstehen können, halte ich für wahrscheinlich (vgl. auch S. 93).

Auch die häufig beobachtete Erscheinung der Auflösung eines Os am distalen Ende in eine Anzahl von Kames wird seine Erklärung darin finden, daß das Gletscherende häufig durch Spalten zerklüftet ist, und hierdurch der schutterfüllte Oskanal in einzelne Teilstücke zerrissen wird, oder indem der noch tätige Osbach durch die Spalten in ein unregelmäßiges System von einzelnen Rinnsalen aufgelöst wird. Dies wird besonders plausibel bei Betrachtung der sich kreuzenden Spalten am Rande des südgrönländischen Inlandeises²⁾, oder der starken Zerschundung, wie sie in kleinem Maßstab am Rande vieler alpiner Gletscher auftritt.

d) Osgräben.

Eine der auffallendsten Erscheinungen der Osar ist ihr Zusammenhang mit den Osgräben, und zwar deswegen, weil sie einerseits als typische Begleiter der Osar auftreten, andererseits aber gar nicht unbedingt mit ihnen zusammen vorzukommen brauchen. Dabei treten diese Gräben, wenn vorhanden, bald als einseitige Begleiter auf, bald wechseln sie

¹⁾ zitiert bei ELBERT a. a. O. S. 166.

²⁾ Vgl. HOBBS, Characteristics of existing Glaciers, New York 1911, S. 130, Abb. 80.

von der einen auf die andere Seite hinüber, oder aber sie flankieren den Osrücken zu beiden Seiten. Es können diese verschiedenen Fälle oft in ganz benachbarten Gebieten auftreten, so beispielsweise auf dem Raum der beiden benachbarten Meßtischblätter Cabienen und Teistimmen in Ostpreußen¹⁾. Ja an einem und demselben Oszug wechseln die Beziehungen von Osrücken zu Osgraben. Ist an sich schon das Nebeneinanderauftreten erodierender und akkumulierender Tätigkeit an ein und derselben Stelle schwer verständlich, so muß das scheinbar willkürliche Zusammentreffen um so mehr überraschen. Auch hier führt die Annahme inglazialer Bildung zur plausibelsten Erklärung. Wird die Wassermasse des Oskanals an irgendeiner Stelle von einer Spalte abgeschnitten, die bis zum Gletschergrunde reicht, so wird sie von hier aus subglazial als Schmelzwasserstrom talabwärts fließen und sich in der unter dem Gletscher vorhandenen Grundmoräne ein kiesiges Bett auswaschen. Da man im allgemeinen annehmen kann, daß der inglaziale Tunnel und diese subglaziale Schmelzwasserrinne die gleiche Richtung haben, so wird sich beim Abschmelzen der Osrücken in das Niveau der Rinne niedersenken (vgl. auch Fig. 13). Gerade dieses Auftreten von Osrücken in einer seeerfüllten Schmelzwasserrinne, ist außerordentlich charakteristisch und P. G. KRAUSE²⁾, um nur ein Beispiel herauszugreifen, erwähnt und bildet Fälle ab, wo das Os „als langgestreckte Halbinsel den See in der Länge teilend, aus diesem aufragt“, oder wo der Osrücken in einer Rinne liegt. Bei dem Niedersenken werden Abweichungen eintreten können; je nachdem das Os sich in die Mitte oder auf die Flanken der subglazialen Rinne legt, wird letztere entweder in zwei, den Osrücken flankierende Gräben zerlegt, oder sie begleitet einseitig das Os. Dort wo die Achsen von Tunnel und subglazialen Bach nicht übereinander liegen, also namentlich bei Terrain mit wenig ausgesprochenem Gefälle, fallen auch Os und Graben nicht zusammen. Legt sich in solchem Falle der abschmelzende Osrücken quer zu einem noch in Tätigkeit befindlichen Schmelzwasserlauf, so wird er von unten her quer durchsägt werden, und es bleibt die häufig beobachtete Erscheinung der Durchbrechung eines Osrückens durch einen von einer zur anderen Seite hinüberwechselnden Graben. Ist aber die Schmelzwasserrinne nicht mehr tätig, so kann das Os sich quer in den Graben hinuntersinken, also

¹⁾ P. G. KRAUSE, Über Oser in Ostpreußen, J. L. A. 1911, 76—91.

²⁾ a. a. O. S. 79—81.

von der einen Seite des Grundmoränenplateaus herunter und auf der anderen wieder heraufsteigen.

Dort wo der Osgraben auch nach dem Niederschmelzen des Osrückens noch in Funktion ist, oder diese Rinne die Schmelzwasser des Gletscherrandes später von neuem sammelt, wird der Rücken an den Flanken leicht durch Unterwaschung angegriffen werden können. Als aktuelles Beispiel seien die Verhältnisse am Rhônegletscher angeführt. Dort ragt aus der Ebene zwischen Gletschertor und dem Hotel Gletsch, dort, wo die letzte Stange der zum Belvedere hinaufführenden Telegraphenleitung steht, ein 100 m langer und ca. 3 m hoher wesentlich aus geschichtetem Sand, Kies und Geröllen bestehender scharf geschnittener Rücken heraus, der ebenfalls als Os anzusehen ist. Zurzeit fließt die junge Rhône scharf an seiner südlichen Flanke vorbei und dürfte ihn durch Unterspülung bald zerstört haben. Deutliche Spuren solcher doppelten oder einseitigen Zerstörung habe ich durch den freundlichen Hinweis von Herrn E. GEINITZ und unter der liebenswürdigen Führung von Herrn LEITMEYER an Mecklenburger Osarn beobachten können. Der auffallend unsymmetrische Bau des Hohen Sprenz-Prissanewitzer Os, auf den noch zurückzukommen sein wird (vgl. Fig. 9), hängt deutlich zusammen mit der einseitigen Zerstörung durch den die Nordseite begleitenden breiten vertorftten Osgraben, der am Klingendorfer Wege einen steil geböschten Prallhang in das Os hineingefressen hat.

Ebenfalls sehr schön ließ sich am Dolgener Os (Mecklenburg) eine seitliche Zerstörung durch die beiden flankierenden Gräben an dem Knick der Querprofilinie konstatieren, die hier deswegen besonders instruktiv ist, weil noch heute der südliche Graben als seeerfüllte Schmelzwasserrinne bis unmittelbar an die Flanke des Rückens heranreicht.

Man wird bei der Frage der Beziehung von Osgraben zu Osrückens nicht außer acht lassen dürfen, daß auch die beim nachträglichen Schmelzen des Eisrückens frei werdenden Wassermengen sich an den Seiten des Osrückens sammeln und imstande sein werden, Depressionen, wenn auch von geringer Tiefe in dem weichen Grundmoränenmaterial an der Seite der Osar auszuspülen.

e) Innerer Aufbau.

Im Gegensatz zu der äußeren Form der Osar, die fast durchweg bei allen Osbildungen in den wichtigsten Zügen übereinstimmt, finden sich bekanntlich die größten Unterschiede im inneren Aufbau der Osar, die sich sowohl im Wechsel des

Materials als in dessen Lagerung aussprechen, und die soweit gehen, daß man ganze Gruppen von wallartigen Erhebungen, die rein äußerlich absolut mit normalen Osarn übereinstimmen, von diesen getrennt und ihnen eine besondere Entstehung zugeschrieben hat. Es sind dies die sogen. Stauosar¹⁾ und Aufpressungsosar²⁾ sowie ein Teil der bekannten Bildungen die als „Durchtragungen“ beschrieben worden sind. Ich hoffe zeigen zu können, daß es sich auch bei diesen tatsächlich um echte Osar handelt, und bespreche sie daher mit jenen zusammen.

Weitaus die meisten Osar, vor allem diejenigen, die als typisch bezeichnet werden, sind aus fluviatilen Produkten aufgebaut, also Geröllen, Kiesen, Sanden. Daneben beteiligt sich am Aufbau namentlich in den sogenannten Stauosarn echtes Moränenmaterial, das in einzelnen selteneren Fällen sogar die Überhand über das Fluvioglazial gewinnen kann. Die Kiese, Grande und Gerölle sind nun häufig so verteilt, daß sie sich nicht nur lagenweise in vertikaler Richtung von einander trennen, sondern, was besonders auffallend erscheint, in horizontaler Richtung mit einander wechseln, wie dies ja auch die Abbildungen unseres alpinen Os zeigen, wo in Fig. 1 fast durchweg grobe Gerölle den Rücken aufbauen, während das proximale, dem Gletscher genäherte Ende (Fig. 2) und ebenso das kleine Nebenos wesentlich aus feinerem Material bestehen. Bei manchen Osarn tritt ein longitudinaler Wechsel von grobem und feinem Material mit einer scheinbaren Regelmäßigkeit auf. Namentlich in Skandinavien sind solche Fälle beobachtet, und bekanntlich hat DE GEER auf diesen regelmäßigen Wechsel seine Theorie der submarginalen Osentstehung durch Hintereinanderlagerung von einzelnen Oszentren erklärt, Hügeln, die im proximalen Teil aus groben Geröllen, im distalen Teil aus feinem Material aufgebaut sind. Ein ähnlicher regelmäßiger Wechsel ist auch von einigen norddeutschen Osarn bekannt. P. G. KRAUSE³⁾ beschreibt eine analoge Erscheinung aus den Kuttener Osarn, wo „sich perlschnurartig in diesen vorwiegend aus kiesigen Sanden mit schön gerolltem Steinmaterial bestehenden Wällen in etwas wechselnden Abständen Kiespartien nicht nur petrographisch, sondern auch morphologisch herausheben“ und er faßt die Einschaltungen dieser Kiesnester „im

¹⁾ M. SCHMIDT: Über Wallberge auf Blatt Naugard. J. L. A. 1900, S. 92.

²⁾ J. KORN: Erl. zu Blatt Marienfließ, 1910, S. 29.

³⁾ P. G. KRAUSE: Über Oser in Ostpreußen, J. L. A. 1911, S. 85 bis 87.

Sinne von DE GEER als proximale Teile von Oszentren“ auf. ELBERT¹⁾ beschreibt Ähnliches aus Vorpommern und Rügen. Hier entsprechen der äußeren Wellenform des Osrücken bzw. der Auflösung in Kuppen Differenzierungen im inneren Aufbau: „um die Oskerne (oder Oszentren) legt sich die Oshülle“²⁾ und bei der speziellen Beschreibung des Kirch-Baggendorfer Os³⁾: „Die Buckel enthalten durchweg gröberes Material als die zwischenliegenden Partien“. Es scheint mir von Wichtigkeit, daß in diesem Os jedesmal ein Buckel einer kleinen Ausbiegung entspricht, „so daß der Verlauf geschlängelt erscheint“. Auch aus DE GEERs Beschreibung⁴⁾ geht hervor, daß bei den eingehend untersuchten Osarn von Stockholm und Upsala mit der inneren Bildung von Oszentren eine äußere Auflösung in getrennte Buckel zusammenfällt, und daß diese einzelnen Buckel häufig nicht in einer Linie angeordnet sind, sondern aus der Reihe gerückt, so daß ein Buckel etwas seitlich von der Stelle einsetzt, wo der vorhergehende aufgehört hat. Gerade diese Erscheinung ist ja ein Hauptargument der DE GEERschen Theorie⁵⁾. Ich habe schon darauf hingewiesen, daß die von DE GEER behauptete Bildungsart, wenigstens soweit es die auf dem Festland abgelagerten Osar betrifft, ausgeschlossen erscheint. Es fragt sich jetzt, ob die Annahme inglazialer Entstehung auch den Fällen regelmäßigen Aufbaus aus Oszentren gerecht wird.

Auf zwei Eigenschaften von Strömen, die sich auf bzw. in dem Eise bewegen, wurde bereits aufmerksam gemacht: ihre große Geschwindigkeit und ihr geschlängelter Lauf. Es sei ferner daran erinnert, daß a) die Größe der fortbewegten Gerölle abhängig ist von der Strömungsgeschwindigkeit, und zwar derart, daß das Gewicht eines transportablen Gerölles in der sechsfachen Potenz der Stromgeschwindigkeit wächst, und also umgekehrt, bei Verminderung der Geschwindigkeit um die Hälfte, das Gewicht des transportablen Gerölles nur $\frac{1}{64}$ betragen darf, und daß b) die Geschwindigkeit abhängt vom Gefälle, von der Wassermenge und von der Reibung. Da nun

1) J. ELBERT: Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen. Geogr. Ges. Greifswald, 1904 u. 1906.

2) Ebenda, S. 39.

3) Ebenda, S. 46.

4) DE GEER: Om Rullstensåsarnes bildningssätt. Sver. geol. Undersökning. Ser. C, Nr. 173, Stockholm 1897.

5) Vgl. auch J. P. GUSTAFSSOHN: Über Spät- und postglaziale Ablagerungen in der „Sandgropen“ bei Upsala. Geol. Fören. i. Stockholm Förhandl. Bd. 31, 1909 und Guide: Intern. Geol. Kongreß, Stockholm 1910.

an den glatten Eiswänden die Reibung außerordentlich gering ist, so kommen in unserem Falle wesentlich nur die beiden ersten Faktoren in Betracht, was sich schon darin ausprägt, daß die Gerölle in einem Eisbach trotz der starken Ausbildung von Mäandern viel schwieriger zum Absatz gelangen als bei gewöhnlichen Bächen. Da außerdem in einer gegebenen Bachstrecke das Gefälle annähernd unverändert bleibt, so wird sich nur die Wassermasse ändern können, und dies wird sich sofort deutlich in der Transportfähigkeit ausprägen. Angenommen in einem inglazialen, in Serpentine verlaufenden Gewässer sei die Strömung gerade so stark, daß alle Schottermassen inkl. der groben Gerölle gerade noch in Bewegung seien, daß also an keiner Stelle Ablagerung stattfindet; reißt nun im proximalen Teil des Wasserlaufes eine Spalte auf und leitet das Wasser in allmählich zunehmendem Maße in die Tiefe ab, so wird relativ bald der Moment eintreten, wo die großen Gerölle und groben Kiese sich akkumulieren, und zwar an den den Prallstellen gegenüberliegenden Orten in den Serpentine; das feine Material wird zunächst noch weiter transportiert, bis die Wassermasse auch für deren Transport zu gering wird, und sich jenes nun zwischen und um die ersten Akkumulationszentren (Oszentren) herum ablagert. Je kürzer die Serpentine, um so zahlreicher werden die Oszentren sein, je länger in um so geringerer Zahl und um so undeutlicher ausgeprägt. Bei im allgemeinen geraden Lauf und nur gelegentlichen Knicken, muß auch die Oszentrenbildung entsprechend unregelmäßig werden.

Sieht man von dieser ja keineswegs regelmäßig auftretenden Bildung von Oszentren ab, so ergeben sich für den inneren Aufbau a priori mehrere Fälle. Zunächst sei angenommen, der Gletscher sei unterhalb des Eiskanals frei von eingeschlossenem Material, besitze also keine in den unteren Eissockel eingefrorene Grundmoräne, oder diese Sockelpartie sei durch Schmelzung von unten her bereits zerstört. Ferner seien zwei Grenzfälle angenommen a) der Kanal habe in ziemlich tiefem Gletscherniveau gelegen, und die Ablagerungen in diesem seien ziemlich breit und mächtig gewesen, und b) der Kanal habe relativ hoch gelegen, oder bei tiefer Lage sei die Ablagerungsfläche schmal und die Mächtigkeit der Schotter nur gering gewesen. Im Falle a wird bei der Oszentrenentwicklung der Eistrücken im Stadium C—D (Fig. 6, S. 79) nur von geringer Höhe sein. Es dann die primäre Struktur der Ablagerung, also die fluviatile kann Kreuzschichtung bzw. die mit dieser verbundene Mantelschichtung um die Oszentren sich im wesentlichen erhalten, und nur an den Seiten wird geringe Rutschung und hiermit geringe Verbrei-

terung der Basisfläche stattfinden. Ein sehr gutes Beispiel hierfür ist das von WAHNSCHAFTE beschriebene Os von Lubarz¹⁾; hier liegen die Sand- und Kiesrücken in diskordanter Parallelstruktur „im allgemeinen vollkommen horizontal“, und zeigen nur an den Seitenhängen schwache Neigung. WAHNSCHAFTE führt letztere „auf nachträgliche Abrutschung des Materials an den steilen Gehängen“ zurück. Ich möchte dafür eher das Abgleiten an den Wänden des Eissockels verantwortlich machen.

Liegt der Tunnel höher über der Gletscherbasis, d. h. wird der Eistrücken entsprechend höher, so werden fortgesetzt Rutschungen und Abrieselungen eintreten, d. h. es bildet sich

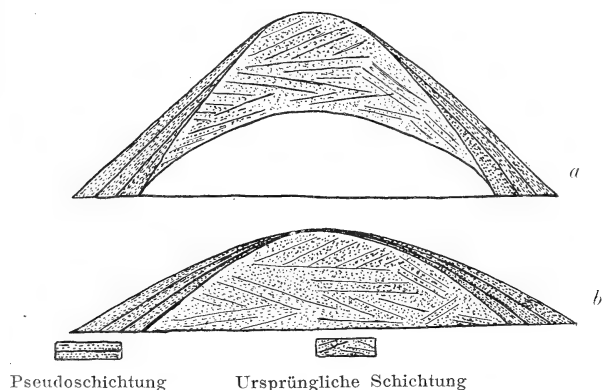


Fig. 7.

Bildung von Pseudoschichten an den Flanken eines Osrückens.

hierdurch an den Flanken des Eiskegels eine Pseudoschichtung, die sich aber kaum von einer echten Schichtung unterscheiden wird, da ja auch beim Abrieseln eine Saigerung des Materials eintritt²⁾. Diese Pseudoschichten werden abwärts allmählich an Breite zunehmen und im Stadium C—D sich im ganzen sattelförmig um den Eiskern herumlegen. Fig. 7a stellt dieses Stadium soweit vorgeschritten dar, daß nur noch ein Teil der ursprünglichen Ablagerung mit primärer Struktur vorhanden ist. Findet eine weitere Erhöhung des Eistrückens nicht statt,

¹⁾ F. WAHNSCHAFTE: Über einen Grandrücken bei Lubarz. J. L. A. 1890, S. 277—288 und „Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes“ S. 203.

²⁾ Noch während des Druckes der vorliegenden Arbeit hatte ich Gelegenheit, in einer großen Sandgrube bei Nörenberg (in Hinterpommern) die Herausbildung vorzüglicher Pseudoschichtung durch Abrieselung zu beobachten.

so wird das fertig gebildete Os die Struktur Fig. 7 b zeigen, d. h. um einen Kern mit primärer Kreuzschichtung legen sich nach unten verbreiternde Pseudoschichten mit Pseudosattelstellung. Als Beispiele für diese Ausbildung sei angeführt das Os von Groß-Lunow, von dem GEINITZ²⁾ schreibt: „Der Rücken ist zusammengesetzt aus Grand, Spathsand und tonigem Feinsand (Schluffsand) mit ausgezeichneter diskordanter Parallelstruktur, teilweise in steiler nach außen abfallender Schichtstellung“. Ebenso zeigt das Os am Neunkirchener See³⁾ sattelförmige Wölbung der obersten Sandschichten, die BÄRTLING ganz richtig erklärt, indem durch Rutschung „die Sande und Kiese naturgemäß den ihrer Korngröße entsprechenden Böschungswinkel annehmen“, wodurch die oberen Schichten des Os sattel-

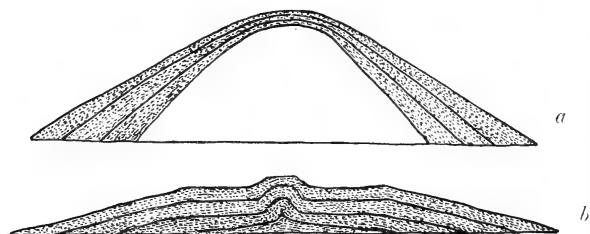


Fig. 8.

- a) Vollständige Zerstörung der ursprünglichen Schichtung unter Bildung von Pseudoschichten.
- b) Deren Steilstellung im fertiggebildeten Osrücken.

förmige Lagerung annehmen mußten, „die man unter keinen Umständen als Folge seitlichen Schubes auffassen darf“. Nur geht BÄRTLING ähnlich wie WAHNSCHAFTE von der Annahme subglazialer Entstehung aus und führt die Abrutschung darauf zurück, daß die Osablagerung ursprünglich durch seitliche Eismauern gestützt waren.

Ähnlich werden natürlich die Verhältnisse liegen, wenn der Eiskanal zwar nicht sehr hoch lag, die Ablagerungen aber relativ schmal und von geringer Mächtigkeit waren. Treffen hohe Lage des Kanals und geringe Mächtigkeit der Ablagerung zusammen, so wird der Grenzfall erreicht, daß von der ursprünglichen Struktur nichts erhalten bleibt und im Stadium D das ganze Material durch Abrutschung in sattelförmige Pseudoschichtung umgelagert ist (Fig. 8a). Beim Schmelzen des

²⁾ E. GEINITZ: Über Äsar und Kames in Mecklenburg. S. 117.

³⁾ BÄRTLING: A. a. O.

inneren Eisrückens wird nun im unteren und seitlichen Teil des Schuttmantels die stark ausgeprägte Sattelstellung wieder verschwinden, die Schichten werden sich hier flach bzw. schwach ansteigend dem Boden anschmiegen, dagegen wird im Innern des Kegels durch die sich gegen einander senkenden Mantelstücke des Schuttkegels eine Auffaltung bzw. Steilstellung bis zur Senkrechten erfolgen (Fig. 8b), je nachdem die Schichten infolge starker Durchfeuchtung ihren Zusammenhang bewahren oder im Satteldach aufreißen. Es wird also genau der Fall eintreten, den LAUFER¹⁾ von einer durchragenden Sandkuppe bei Brusendorf abbildet, und die von WAHNSCHAFTE als Auf-

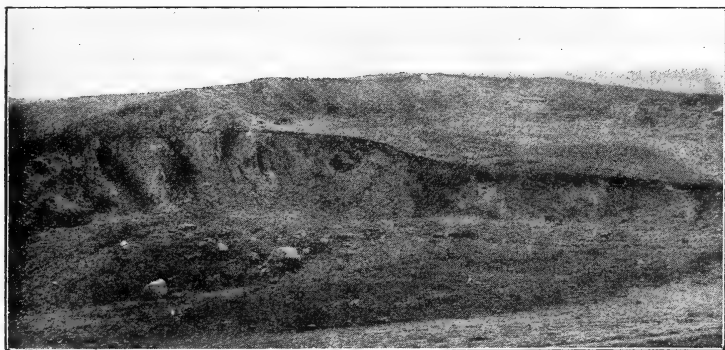


Fig. 9.

Sandgrube im Hohen Spreng-Prisannewitzer Os. Steilstellung der Kiesbänke in der Mitte, flache Lagerung an den Flanken.

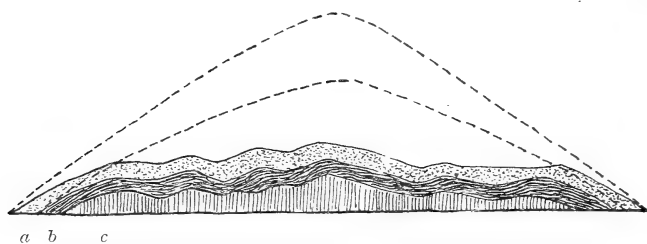
pressung angesehen wird. Völlig hiermit übereinstimmend ist die Lagerung im schon erwähnten Hohen Spreng-Prisannewitzer Oszug, den GEINITZ²⁾ beschreibt. Die im Bahneinschnitte von Prisannewitz durchschnittene Kuppe „zeigte sehr schön eine mittlere Steilaufrichtung der Spathsand- und Kiesschichten“, welche nach den Seiten zu „in horizontale Lagerung übergingen“. Von einer anderen, bereits erwähnten Stelle dieses Os an der Klingendorfer Straße beim Zarnower Wald stammt die Abbildung (Fig. 9). Sehr deutlich sind hier die zentralen steilgestellten Kiesschichten aufgeschlossen. Gegen rechts (Süd-

¹⁾ LAUFER: Erl. zu Blatt Königswusterhausen, reprod. bei WAHNSCHAFTE, Oberfl. S. 197, Fig. 20.

²⁾ E. GEINITZ: Beitr. z. Geol. v. Mecklenburg Nr. 14 im Arch. d. Vereins d. Freunde d. Naturgesch. i. Meckl. 47 (1893), 1894, S. 18—19.

seite) wird das Einfallen flacher und schmiegt sich in den äußersten Lagen ganz der schwach geböschten Seitenkontur des Rückens an¹⁾.

Ich habe versucht²⁾, experimentell diese letztgenannten Lagerungsverhältnisse nachzuahmen und bin zu dem gleichen Resultat gekommen. Ein Rücken von geknetetem Schnee wurde mit verschiedenfarbigem Sand schichtartig überschüttet und dann der Schmelzung ausgesetzt. Bei der einen Versuchsanordnung habe ich den inneren Kegel so flach genommen, daß an den Rändern keine Rutschungen mehr stattfinden konnten, und die Bedeckung im Scheitel etwas größer war als an den Flanken (Fig. 10); bei der anderen Anordnung



a b c verschieden gefärbte Sandschichten.
Die gestrichelten Linien geben die ursprüngliche Begrenzung des Eiskegels und der Sandbedeckung an.

Fig. 10.

Innere Stauung bei der Bildung eines künstlichen Osrückens.

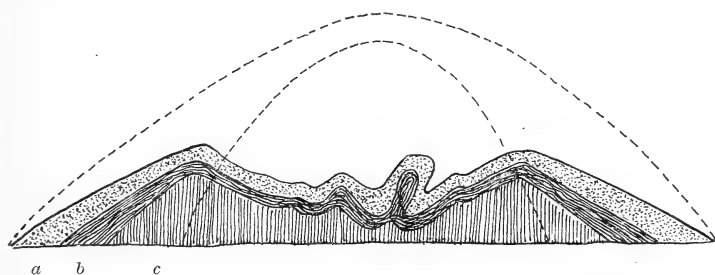
nahm ich den Eiskern so steil, daß an den Seiten beträchtliche Abrutschungen stattfanden, die Bedeckung also an den Flanken dicker war als im Scheitel (Fig. 11). Prinzipiell war das Endstadium in beiden Fällen gleich, indem die seitlichen Schichten sich dem Boden anschmiegten, im mittleren Teil aber eine intensive, nach der Mitte sich steigernde Aufaltung stattfand; nur war im ersten Falle die Oberfläche des definitiven Sandrückens ziemlich ausgeglichen und eben (Fig. 10), im zweiten Falle dagegen zeigte sich, von den durch die in-

¹⁾ Die im Mittelstück sichtbare an der Sohle der oberen Sandgrube lagernde ca. 10—20 cm mächtige Geröllband, die die steilgestellten Schichten der unteren Grube scharf abzuschneiden scheint, dürfte durch menschliche Umarbeitung am Boden der oberen Kiesgrube erzeugt sein, zumal darüber in der oberen Kiesgrube die Schichten entsprechend steil gestellt liegen wie in der unteren.

²⁾ Bei diesen Versuchen hat mich Herr stud. P. BALCKE in liebenswürdigster Weise unterstützt.

tensive Faltung hervorgerufenen Sätteln abgesehen, eine Depression des mittleren Oststückes (Fig. 11). Letztere Tatsache scheint mir wichtig für die Erklärung mancher Osruben, die, wie die genauen Aufnahmen und Profilserien von STEN DE GEER vom Pålalm-Os¹⁾ zeigen, in Reihen geordnet auftreten können und tief ins Innere des Osrückens hineinreichen.

Die zweite Hauptgruppe der Osar ist diejenige, bei der das Eis unter dem Kanal in reichlicher Menge eingeschlossenes Material enthält. Dieses kann verschiedener Art sein. In erster Linie wird es sich um eingebackenes Grundmoränenmaterial handeln, außerdem aber kennen wir aus den mäch-



a b c verschieden gefärbte Sandschichten.

Die gestrichelten Linien geben die ursprüngliche Begrenzung des Eiskegels und der Sandbedeckung an.

Fig. 11.

Innere Stauung bei der Bildung eines künstlichen Osrückens.

tigen arktischen Gletschergebieten noch ein von der Grundmoräne völlig verschiedenes Material: T. C. CHAMBERLIN hat uns in seinen grönländischen Glazialstudien an zahlreichen Bildern mit der m. E. noch zu wenig beachteten Tatsache bekannt gemacht²⁾, daß die Gletscher in ihrem unteren Teil von außerordentlich vielen feinen parallelen und subparallelen Sandschichten durchzogen werden, die in ihrem Auftreten an Blaublätter erinnern und auch nach oben zu in diese überzugehen scheinen. Ich habe solche Sandschichten auch in alpinen Gletschern wiedergefunden. Nach meinen bisherigen Beobachtungen handelt es sich hier um vom Wasser transportierten

¹⁾ STEN DE GEER: Om Äspartiet Pålalm i Södertörn. Geol. fören. förhandl. Nr. 237, Bd. XXVII.

²⁾ Journ. of geology Vol. III, 1895, S. 479, 567, 569—571, 575, 672—673. — Vgl. auch A. FRIS: Mit M. ERICHSEN im Grönlandeis. S. 591.

Sand, der auf den zahlreichen Abscherungsflächen im basalen Teil des Gletschers zur Ablagerung und Einfrierung gelangt¹⁾.

Treten solche Osar der zweiten Kategorie in das Abschmelzungsstadium B—D, so werden zunächst sämtliche zuvor besprochenen Möglichkeiten eintreten können. Dagegen müssen sich wesentliche Unterschiede im Endstadium E ergeben; denn nun schmilzt der Innenrücken nicht restlos, sondern es bleibt ein kompakter Kern von Grundmoräne oder feingeschichtetem Sand übrig, dem sich das eigentliche Osmaterial anpassen muß.

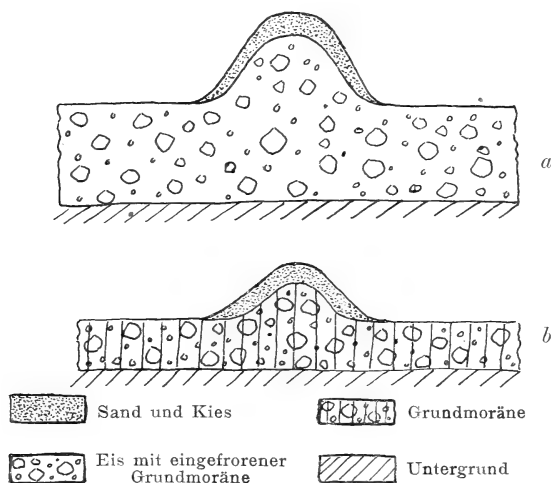


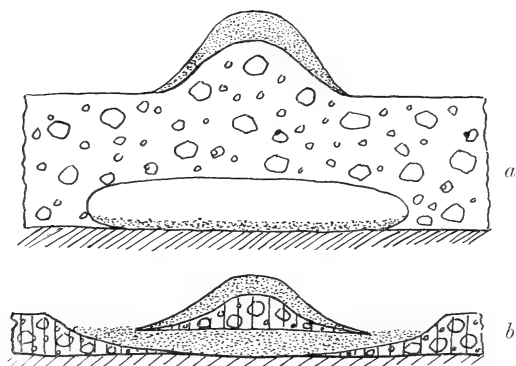
Fig. 12.

Bildung von sog. Stauosarn mit kataklinaler Lagerung der Sande um einen inneren Geschiebemergelkern im Stadium D und E.

Mit anderen Worten: die ursprünglichen oder sekundär durch Abrutschung entstandenen Schichten müssen sich in Sattelstellung um den inneren Kern herumlegen, eine Lagerung, die am richtigsten wohl als „kataklinal“ zu bezeichnen wäre

¹⁾ Nach diesen bisher noch nicht publizierten Untersuchungen bewegt sich der Gletscher längs Abscherungsflächen, die dem Untergrund und den Seitenwänden, also der stärksten Reibung entsprechend, parallel laufen, sie haben demnach halbzylindrische Form und verlaufen in Abständen von ca. 0,20—2 m. Diese Abscherungsflächen, deren Wände meist nur wenige mm klaffen, bilden naturgemäß Einsickerungsflächen für das Schmelzwasser, das bei eintretendem Frost wieder gefriert und so die bekannten Blaublätter bildet. Zum Ersatz der so verkitteten Abscherungsflächen reißen neue auf, woraus sich die große Anzahl dieser Blätter erklärt.

(Fig. 12). Je steiler dieser innere Kern, desto steiler auch die Kataklinallstellung der Deckschichten. Wir bekommen also das typische Bild eines Stau- oder Aufpressungsos, wie es KORN¹⁾ erst vor kurzem schematisch entworfen hat. Dieses Schema würde dem Spezialfall entsprechen, daß die ursprüngliche Schichtung noch erhalten ist, während bei starker vorher gegangener Abrutschung und Pseudoschichtbildung letztere im Scheitel zerrissen und gegen einander gepreßt sein müßte, wie im mittleren Teil der Fig. 8 b. Beispiele für solche kataklinale Lagerung um einen Mergelkern sind ja hinreichend bekannt. Ich zitiere die mittlere Fig. auf Tafel I bei ELBERT²⁾ für Erhaltung primärer Struktur bei geringer Höhe des Mergelkerns



Bezeichnung wie in Fig. 12.

Fig. 13.

Trennung des inneren Grundmoränenkerns eines „Stauos“ an der Grundmoränenebene durch die Ablagerungen einer subglazialen Schmelzwasserrinne (Osgraben). Stadium D und E.

und O. TIETZE³⁾ Fig. 3b für steilen inneren Kern, wo noch sehr deutlich die dem Kern angepaßte Schichtung des Mantels zum Ausdruck kommt. Die nur einseitige Bedeckung des Mergelkerns in Fig. 3a und c derselben Seite läßt sich leicht erklären durch einseitige Zerstörung der Deckschichten noch während des Abschmelzprozesses oder später durch den Gletscherbach. Auf die SCHRÖDERSchen Durchragungen wird

¹⁾ Erläuterung zu Blatt Marienfließ, S. 28.

²⁾ ELBERT: A. a. O.

³⁾ O. TIETZE: Über einen Os südlich Breslau. J. L. A. 1909, Bd. 30, S. 134–143.

gleich zurückzukommen sein. Bei diesen Osbildungen mit innerem Mergelkern wäre noch die Frage zu berücksichtigen, ob dieser in der Tiefe mit den seitlichen Grundmoränendecken zusammenhängt oder nicht. Von vornherein wird man zwei Möglichkeiten ins Auge fassen müssen, je nachdem ein Osgraben in der oben beschriebenen Weise unterhalb des inglazialen Kanals floß oder nicht. Im letzteren Fall wird der Kern mit der Grundmoräne zusammenhängen und wird als innere Kuppe erhalten bleiben, weil er in der Abschmelzperiode mehr vor Durchwaschung geschützt war wie die Seitenpartien (Fig. 12). Bestand dagegen eine subglaziale Schmelzwasser-rinne unter dem Os, so wird diese als Grand- und Kieslager den Grundmoränenkern von der seitlichen Grundmoräne trennen (Fig. 13).

Eine letzte Kategorie von Osarn sind diejenigen mit starker Beteiligung eines oberflächlich, meist steil sattelförmig angelagerten Moränenmantels. Es fallen hierher namentlich die aus der Uckermark von SCHRÖDER¹⁾ genau untersuchten Durchragungszonen. Ein innerer Kern von Mergelsanden, Sanden, Granden, Geröllagen wird „von oberdiluvialen Geschiebemergel entweder auf den Flanken oder gar auf der Höhe der Rücken bedeckt²⁾“. Im einfachsten Falle bilden die Schichten des inneren Kerns einen einfachen Sattel mit Einfällen konkordant der Böschung. Häufig sind auch saigere Schichtung und fächerförmige Struktur des Kerns, sowie Lösung des Schichtenverbandes bis zum Zerreißen im Satteldach. In mehreren Fällen „ist sogar unterer Geschiebemergel als innerster Kern des Sattels beobachtet“. Aufsattelung und Aufrichtung der Schichten ist die Regel. Somit entspricht der Aufbau des inneren Kernes ganz dem der normalen Osar und zwar dem Typus mit kataklinaler Stellung um einen innersten Mergel- oder Sandrücken, der wohl nur dort nicht aufgeschlossen ist, wo er zu tief liegt. Als neues Element tritt nur die oberste Sattelschicht aus oberer Moräne hinzu. Ihr Auftreten erklärt sich aber sofort, wenn man den inglazialen Kanal in die tiefsten Teile des Gletschers verlegt, so daß er rings von Grundmoräne führendem Eis umschlossen wird; es muß da notgedrungenerweise die noch oberhalb des Kanals im Eise enthaltene Moräne sich beim Abschmelzen an die Flanken des Os anschmiegen bzw. sich wie ein Tuch über das

¹⁾ H. SCHRÖDER: Über Durchragungszüge und -zonen in der Uckermark und in Ostpreußen, J. L. A. 1888, S. 166—211. — Derselbe: Endmoränen in der nördlichen Uckermark und Vorpommern. Z. D. g. G., 1894, Bd. 46, S. 293—301,

²⁾ SCHRÖDER: 1894.

ganze Os hinweglegen. Diese Geschiebemergelkappe steht also „in direkter Verbindung mit der die Grundmoränenlandschaft bekleidenden Grundmoräne¹⁾“. Die von SCHRÖDER in den beiden Arbeiten gegebenen Darstellungen können gar nicht schöner mit der theoretischen Forderung übereinstimmen. Ist aber die von mir gegebene Deutung richtig, so fallen auch die aus dem Auftreten der Durchragungszüge von SCHRÖDER geknüpften Schlüsse über die Stillstandslagen in der nördlichen Uckermark, worauf aber hier nicht näher eingegangen werden soll. Es sei nur noch besonders betont, daß der obere Geschiebemergelmantel zwar getrennt ist von dem inneren Mergelkern, daß aber beide natürlich gleichalterig sind²⁾.

Ganz analog liegen meines Erachtens die Verhältnisse in den von MARTIN SCHMIDT beschriebenen Wallbergen auf Blatt Naugard in Hinterpommern³⁾. SCHMIDT war bereits auf den Gedanken gekommen, daß der Mantel aus typischer Grundmoräne sich nachträglich beim Niederschmelzen auf das Os gelegt habe. Da er aber für dieses subglaziale Entstehung annahm, so kam er folgerichtig zu dem Schluß, daß diese subglazialen Osströme „sukzessive das in ihren Bereich gelangende Material der Innenmoräne mitbearbeitet und die Ablagerungen typischer Grundmoräne nicht geduldet“ haben konnten, und daß es sich hier ebenfalls um Aufstauchungen handele, weshalb er diese Osar als Stauosar bezeichnete. Diese Schwierigkeit fällt natürlich jetzt fort, und die Osar auf Blatt Naugard gesellen sich zu den übrigen Aufschüttungsosarn.

Das so häufige Auftreten einzelner großer Blöcke oder Blockbestreuungen auf manchen Osarn erklärt sich in gleicher Weise durch Niederschmelzen eingeschlossener oder gelegentlich auch oberflächlich auftretender Blöcke.

Fassen wir noch einmal die im vorstehenden beschriebenen Möglichkeiten bei inglazialer Entstehung zusammen, so ergeben sich folgende prinzipielle Fälle:

A. Osbildung, wenn keine Grundmoräne zur Zeit des Niederschmelzens im Gletscher eingeschlossen war:

1. Erhaltung der primären Struktur,
2. randliche Verrutschung,

¹⁾ SCHRÖDER: 1888, S. 189.

²⁾ In einer während des Druckes dieser Arbeit erschienenen Abhandlung über „Wallberge (Osar), Rückenberge (Drumlins) und Zungenbecken im nordöstlichen Mecklenburg“ (Zentralbl. f. Min. 1912, S. 161 bis 169) wird auch von GENITZ diese Gleichaltrigkeit besonders betont.

³⁾ M. SCHMIDT: Über Wallberge auf Blatt Naugard, J. L. A. 1900.

3. völlige Zerstörung der primären Struktur durch Verrutschung unter Bildung von Pseudoschichtung, die am Rande flach, in der Mitte steil aufgepreßt liegen.
- B. Bei vorhandener eingeschlossener Grundmoräne und darüber liegendem Kanal:
die unter A beschriebenen Fälle kehren wieder, doch lagern sich die echten oder Pseudoschichten kataklinal um einen Kern von Grundmoräne bzw. geschichtetem Inglazial.
- C. Bei vorhandener eingeschlossener Grundmoräne und Lage des Kanals in deren Bereich:
die unter B beschriebenen Osar mit kataklinaler Lagerung werden von einem gleichfalls kataklinalen Mantel von Grundmoräne bedeckt.
-

Bisher wurde wesentlich nur die subglaziale Theorie in die Diskussion gezogen. Es wäre daher noch kurz auf die Annahme supraglazialer Entstehung einzugehen bzw. darauf, ob die Einwände, die gegen letztere Theorie erhoben worden sind, nicht auch für die Annahme inglazialer Entstehung Gültigkeit haben.

Mit der Theorie der supraglazialen Entstehung war bisher die Vorstellung verknüpft, daß der supraglaziale Bach persistent bleibt bis zur Abschmelzung des Eises, indem das Niveau des Bachbettes mit der Ablation entweder gleichen Schritt hält, oder indem er über den Steilabsturz des Gletscherrandes niederstürzt und hier seine Schotter abladet. In dieser Form ist die Theorie mit sehr gewichtigen Gründen bekämpft und infolgedessen auch von den meisten Seiten aufgegeben worden. Anders werden aber die Verhältnisse liegen, wenn man ähnlich wie bei inglazialer Entstehung annimmt, daß der Bach rückwärts von einer Spalte abgezapft wird, daß es also zu der gleichen Bedingung der Akkumulation und des Niederschmelzens kommt wie bei inglazialer Entstehung. Solche Fälle scheinen zunächst möglich. Ausscheiden müßte diese Deutung aber von vornherein für alle Osar, an deren Aufbau eine oberflächliche Moränenschicht beteiligt ist; letztere, wenn auch nur in der Form von aufgelagerten vereinzelter Geschieben fehlt aber wohl nur selten. Auch für Fälle, wo eine Überkreuzung der Sandrücken stattfindet, wie bei dem Obaraargletscher-Os, kann diese supraglaziale Entstehung nicht in Frage kommen, und ebenso

würde die Unterbrechung der Ablagerung bei der Einmündung bzw. Abspaltung eines Nebenos sich kaum mit supraglazialer Entstehung in Einklang bringen lassen. Der Einwand NANSSENS, daß keine oberflächlichen Bäche auf dem Inlandeis existieren, dürfte in dieser allgemeinen Fassung nicht stichhaltig sein, da man tatsächlich an einer ganzen Reihe von Gletschern z. B. in Spitzbergen oberflächliche Bäche auf beträchtliche Erstreckungen hin kennt. Allerdings müßten nach der Mächtigkeit der Osar zu schließen, diese supraglazialen Gewässer Dimensionen gehabt haben, die auch bei mäßiger oberflächlicher Zerspaltung sich wohl kaum auf der Oberfläche einer Eismasse hätten ansammeln können. Wenn nun scheinbar dieser letzte Einwand auch gegen die inglazialen Kanäle spricht, so ist zu beachten, daß ja die meisten Spalten rein oberflächlich auftreten¹⁾ und nur in vereinzelt Fällen den Talboden erreichen, was andererseits gerade eine Bedingung bei der Annahme inglazialer Entstehung ist. Ein weiterer gegen die supraglaziale Entstehung geltend gemachter Einwand ist das namentlich von NANSSEN betonte Fehlen von Detritusmaterial auf der Oberfläche des Inlandeises. NANSSENS Einwände beruhen auf Beobachtungen in Grönland, wo dem Inlandeis durch das Meer eine vorzeitige Grenze gesetzt wird. Die Verhältnisse müssen aber dort anders liegen, wo das Inlandeis fern von einer Küste auf einem flach geneigten Schild bzw. in einem Flachlande endet, wie es beim Rückzug des europäischen Inlandeises der Fall war. Man kann wohl annehmen, daß hier die Eiszunge auf weite Strecken hin in dem Schutt ausschmelzender Innenmoränen völlig begraben wurde. Dieser Einwand wäre also auch nur in eingeschränktem Maße gültig; er fällt aber ganz bei Annahme inglazialer Entstehung; denn da die Eiskanäle wesentlich in dem tieferen Teil des Gletschers zu suchen sein werden (man vgl. S. 101), worauf ja die S. 89 u. 96 besprochenen Fälle auch direkt hinweisen, so wird durch die Verarbeitung von Innenmoränen und eingefrorener Grundmoräne reichlich Material zur Verfügung stehen.

Weiterhin wäre in Betracht zu ziehen, daß bei so starker Akkumulation, wie sie für die Osar angenommen werden muß, eine supraglaziale Rinne sehr bald ausgefüllt ist, und dann das Wasser mit den übrigen Schottern und Sanden ganz unregelmäßig über das Eis zerstreut wird. Ein inglazialer Tunnel kann dagegen bei zunehmendem Wasserverlust

¹⁾ Vgl. H. HESS: Die Gletscher, S. 157 und A. HEIM: Handbuch der Gletscherkunde, S. 203.

fast bis zu seinem First ausgefüllt werden, ja durch Schmelzung kann er diesen noch nach oben erweitern. Als letztes wäre ein Bedenken anzuführen, das mir ganz besonders gegen supraglaziale Entstehung zu sprechen scheint: Es läge dann nämlich die ursprüngliche Schotterablagerung so hoch, daß diese bei der erforderlichen langen Zeit des Niederschmelzens durch seitliches Abgleiten wohl völlig zerstört werden würde bzw. wie eine niederschmelzende Mittelmoräne sich so breit ausdehnen müßte, daß wohl kaum mehr ein osförmiger Rücken daraus entstehen könnte. Ich glaube demnach, daß eine supraglaziale Entstehung für weitaus die Mehrzahl der Osar, wenn nicht für alle, zum mindesten sehr unwahrscheinlich ist. Damit dürfte auch das Fehlen von Beobachtungen über bedeutendere Kies- und Schotterablagerungen in einem supraglazialen Wasserlauf im Einklang stehen. Es müssen ja auch, infolge der starken Neigung der Gletscheroberfläche im Ablationsgebiet diese Wassermassen ein besonders starkes Gefälle haben, während andererseits das Gefälle eines inglazialen Tunnels von der Oberflächenneigung des Gletschers unabhängig ist, sich dagegen aus noch anzuführenden Gründen eher der Neigung des Untergrundes anpassen wird.

Es bleibt zum Schluß die Frage zu beantworten: Ist die Entstehung inglazialer Kanäle in dem geforderten Maßstabe möglich bzw. sind solche bekannt?

Für das Vorkommen inglazialer Kanäle zitiere ich nach HESS¹⁾: „Vom Boden dieser Schächte [Gletschermühlen] oder schon oberhalb gehen dann seitliche Kanäle²⁾ ab, durch welche das Wasser tieferen Regionen zugeführt wird, bis es nach langem Laufe im Eise den Talgrund erreicht. Besonders am Malaspinagletscher finden sich nach dem Berichte J. C. RUSSELLS viele derartige Tunnels im Eise, die gegen den Rand desselben an Durchmesser gewinnen und mehrfach ins Freie endigen, ohne den Talgrund selbst erreicht zu haben. Vom Muirgletscher berichtet H. F. REID, daß an der Steilwand, mit welcher derselbe in die Glacierbay abbricht, 30—50 m über Fluthöhe eine große vom Bache ausgehöhlte Öffnung sichtbar war, das Ende einer Röhre im Eise, durch die der Bach dem Meere zugeführt wurde. Die großen Dimensionen dieser Kanäle sind in der Hauptsache darauf zurückzuführen, daß auf dem wenig geneigten Untergrund der reichlich mit Ge-

¹⁾ H. HESS: Die Gletscher, S. 222.

²⁾ Die gesperrten Stellen sind im Original nicht gesperrt.

schieben beladene Bach seine eigentliche Ausflußöffnung verstopft und sich dann einen weiter nach oben gelegenen Ausweg wählt¹⁾“. Ich füge hinzu, daß der von H. F. REID²⁾ erwähnte Bachkanal einen Querschnitt von ca. 200 Quadratfuß besaß. Wie zahlreich solche Kanäle sein können, zeigt außerdem die sehr schöne Photographie eines antarktischen Eisberges von E. PHILIPPI³⁾, wo eine ganze Reihe nicht unbedeutlicher inglazialer Schmelzwasserkanäle an einer senkrechten Wand ausmünden. Daß man solche Kanäle nicht häufiger beobachtet hat, hängt damit zusammen, daß sie in der Regel nur dort sichtbar sein werden, wo ein Gletscher steil abbricht, also in arktischen Gegenden, bei Einmündung von Gletschern ins Meer oder an losgelösten Eisbergen. Da aber aus theoretischen Gründen die Eiskanäle vor allem in den tieferen Teilen des Gletschers liegen müssen, so werden auch bei einem Eisberge oder einem kalbenden Gletscher, der zu $\frac{6}{7}$ seiner Höhe unter der Wasserlinie liegt, die Kanäle selten sichtbar sein. Ich halte es deswegen auch für wahrscheinlich, daß der von PHILIPPI abgebildete Eisberg, bei dem die Kanäle wesentlich in der oberen Hälfte liegen, sich in umgekippter Lage befindet, worauf auch das stärkere Hervortreten der „Schichtung“ im oberen Teil gegenüber dem unteren hinzuweisen scheint.

Die Frage nach der Entstehung solcher inglazialen Kanäle ist ja zunächst schwer verständlich, da sie, wie auch aus dem Bild von PHILIPPI ersichtlich, ganz unabhängig von vertikalen Spalten auftreten können. Dagegen wird die Bildung sofort verständlich durch die Existenz von Abscheerungsflächen (vgl. Anm. S. 94). Daß auf diesen Wasser zirkulieren kann, beweisen die gelegentlichen feinen Sandablagerungen auf ihnen. Da die Abscherungen den Flächen der größten Reibung parallel gehen müssen, so liegen sie trogförmig in einander, und das auf ihnen einsickernde Schmelzwasser wird sich an den dem Bodenrelief angepaßten tiefsten Stellen sammeln und beim Abfließen auf ihnen die erste Anlage zu einem inglazialen Kanal

¹⁾ Diese Annahme, daß ein Bach von der Sohle des Gletschers gewissermaßen in höhere Regionen wieder hinaufsteigt, halte ich für unwahrscheinlich. Die Dimensionen erklären sich außer durch die Tätigkeit des Wassers selbst durch die Schmelzwirkung der im Kanale zirkulierenden Luftströme. Man vergleiche die großen durch Luftschmelzung erzeugten Eisschalen an den Wänden natürlicher oder künstlicher Eiskanäle und Eiskrotten unserer alpinen Gletscher!

²⁾ H. F. REID: Studies of Muirglacier, Nat. Geograph. Mag. Vol. IV, 1892, S. 32.

³⁾ Geologische Charakterbilder, herausgeg. v. H. STILLE, H. 1 Taf. 3.

liefern, der sich bei vergrößerter Wasserzufuhr infolge von Querspalten oder Gletschermühlen leicht zu großen Dimensionen aus-schmelzen kann. Andererseits müssen diese Abscheerungs-flächen besonders gut und zahlreich in dem basalen und seit-lichen Teil des Gletschers entwickelt sein, da hier die Rei-bung am stärksten ist, und demzufolge werden sich in den basalen Teilen am ehesten die inglazialen Kanäle bilden können. Dies stimmt wiederum mit der Tatsache überein, daß viele Osar einen wenig oder ungestörten Schichtenverband zeigen, was, wie wir sahen, auf geringe Höhe der Abschmelzung hin-weist (vgl. S. 88), und ebenso steht hiermit die häufige Be-teiligung von Grundmoränenmaterial als innerer Oskern oder als äußerer Mantel im Einklang.

Es führen somit die Beobachtungen über rezente Osar, die sich aus dem Aufbau der diluvialen Osar ergebenden Schlüsse, sowie die aus der Struktur der Gletscher abgeleiteten Folgerungen zu dem gleichen Resultate der inglazialen Entstehung der Osar unter Mitwirkung proximal aufreißender Spalten.

Zur Diskussion sprechen die Herren WERTH, HESS v. WICHENDORFF und der Vortragende.

Im Anschluß daran spricht Herr **H. HESS v. WICHENDORFF** über Åsar-Bildungen in Hinterpommern und die Ent-stehung der sog. Stauåsar und Aufpressungsåsar.

In den Jahren 1901—1910 hatte ich mannigfache Ge-legenheit, in dem im mittleren Teile Hinterpommerns, nament-lich in den Kreisen Naugard und Regenwalde, gelegenen klassischen Verbreitungsgebiet der Åsar eingehende Studien über Aufbau und Entstehung dieser Gebilde zu machen. Ob-wohl landschaftlicher Charakter und äußeres Aussehen dieser eisenbahndammartig dem Gelände aufgesetzten Wallberge stets völlig gleichartig sind, wechseln die innere Zusammensetzung und die Beziehungen zum Untergrund so außerordentlich, daß nur spezielle Forschungen an zahlreichen Vorkommen Klarheit in die verwickelten Verhältnisse bringen können. Die Ansichten der verschiedenen in diesem Gebiete tätig gewesenen Geologen gehen über die Åsar-Bildungen weit auseinander. Trotzdem liegen, wie meine Untersuchungen ergeben haben, meist keine Beobachtungsfehler vor, sondern es sind tatsächlich mehrere grundverschiedene Typen von Åsar vorhanden.

Ein Teil dieser Bildungen sind zweifellos typische „Durch-ragungen“, also sattelförmige Aufpressungen liegender sog.

„Unterer Sande“; der Wallberg wird umgeben vom Geschiebemergel der hangenden Grundmoräne. Auf diesen übrigens nicht sehr häufigen Typus hat M. SCHMIDT¹⁾ zuerst aufmerksam gemacht und derartige Wallberge als „Stauäsar“ bezeichnet. Zahlreiche Tiefbohrungen, die inzwischen im Weichbilde der Stadt Naugard niedergebracht worden sind, haben die Richtigkeit der Beobachtungen M. SCHMIDTS an dem von ihm als Beispiel beschriebenen Wallberg dicht bei der Stadt Naugard durchaus bestätigt. Wie ich in meinem Aufsatz²⁾ über den Untergrund der Stadt Naugard und seine Beziehungen zum Naugarder Wallberg näher ausgeführt habe, wechselt die Mächtigkeit des Oberen Geschiebemergels hier außerordentlich, und zwar in Grenzen von 0—70 m; unter ihm folgt überall eine mehr als 20 m mächtige Ablagerung von kiesigen „Unteren Sanden“, die gleichzeitig den Haupt-Grundwasserhorizont der

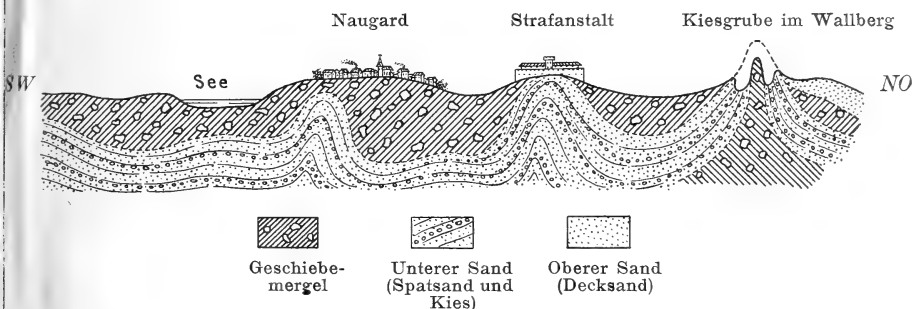


Fig. 1.

Idealprofil durch den Untergrund von Naugard und den Naugarder Wallberg.

Gegend darstellt. Dieser Untere Sand ist nun in mehreren Sätteln aufgepreßt, und zwar liegt, wie das beigegebene Untergrundbild von Naugard (Fig. 1) zeigt, eine progressiv gesteigerte Aufpressung vor. Im westlichen Teile der Stadt ist der aufgepreßte Sattel des Unteren Sandes noch etwa 15 m mit Oberem Geschiebemergel bedeckt; der Aufpressungsrücken

¹⁾ M. SCHMIDT: Über Wallberge auf Blatt Naugard. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1900, Bd. XXI, S. 81—92.

²⁾ H. HESS VON WICHDOEFF: Über die radialen Aufpressungsercheinungen im diluvialen Untergrund der Stadt Naugard in Pommern und ihre Beziehungen zu dem Naugarder Stau-Os. Ein Beitrag zur Oser-Forschung. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1909, Bd. XXX, S. 145—156.

im Hofe der Strafanstalt erreicht gerade die Erdoberfläche, und der Sattel im Osten der Stadt ragt bereits topographisch aus seiner flacheren Umgebung als steiler Wallberg hervor.

Der Naugarder Wallberg, der Typus der „Stauåsar“ M. SCHMIDTs stellt demnach tatsächlich eine Durchragung und zwar die Stelle der höchsten und intensivsten Aufpressung, in dem gefalteten Diluvialgebiet von Naugard und Umgebung dar. Hier ist von der Aufpressung auch der Untere Geschiebemergel mit erfaßt worden; als langes, steiles Riff ragt er in der Mitte der städtischen Kies- und Sandgrube auf weite Erstreckung empor. Es ist demnach M. SCHMIDT durchaus beizustimmen, wenn er sagt: „Wir haben es also in den Wallbergen von Naugard mit reinen Aufpressungen zu tun, die ohne nachweisbare vorherige Ås-Anlage sich emporwölbten. Sie entfallen also unter den Begriff der Durchragungen, und zwar zeigen sie mehrfach einen in seiner symmetrischen Antiklinale wohl erhaltenen und durch die sonst nicht häufige Beteiligung Unterer Grundmoräne besonders reichen Typus derselben.“

Auch die unmittelbar südlich der Stadt Massow an der Chaussee nach Stargard auftretenden Wallberge stehen in engen Beziehungen zu ihrem aufgepreßten Untergrund und stellen zweifellos Durchragungen oder Stauåsar im Sinne M. SCHMIDTs dar, wie die Bohrungen in der Kiesgrube ergeben haben, die lediglich eine 24 m mächtige Ablagerung von Unterem Sand aufschlossen, ohne das Liegende zu erreichen.

Wenn also mithin einige Wallberge dieser Gegend einwandfrei als Durchragungen festgestellt worden sind, so sind leider diese Erfahrungen ohne nähere Untersuchung des Untergrundes auf alle anderen Wallberge in der Umgebung, die einen aufgepreßten riffartigen Kern von Geschiebemergel aufweisen, übertragen worden. So hat z. B. W. WUNSTORF die Åsar-Bildungen im Westen des Kreises Naugard auf den geologischen Spezialkarten als „Unteren Sand“ mit einem Kern von „Unterem Geschiebemergel“ aufgefaßt. Dieser Umstand ward die Ursache zu den verschiedenartigen Auffassungen der einzelnen Geologen über die Åsar-Bildungen dieser Gegend. Es ergaben nämlich mehrfache eingehende Untersuchungen, daß derartige Aufpressungen oft in ein und demselben Zuge mit horizontal abgelagerten Bildungen auftreten und damit zu echten Åsar gehören.

So glückte es mir im Frühjahr 1909, im Kreis Regen-

walde einen Wallberg¹⁾ aufzufinden, den Langen Berg zwischen Zeitlitz und Silligsdorf, der in demselben Höhenrücken in nicht ganz 100 m Entfernung beide Formen aufwies. Ein Eisenbahneinschnitt der Regenwalder Kreisbahn, der den Wallberg durchquert, zeigt die kiesigen Sandschichten horizontal auf Geschiebemergel aufgelagert (Fig. 2). Nach diesem Aufschluß

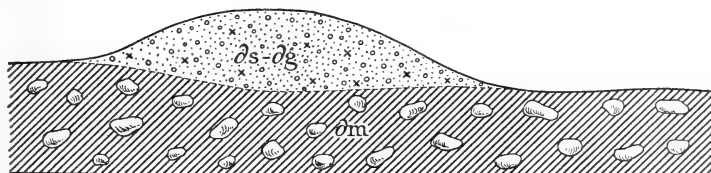


Fig. 2.

Eisenbahneinschnitt im Langen Berg zwischen Zeitlitz und Silligsdorf.

kann man nicht umhin, den Ås als eine einfache Auflagerung anzusehen, zumal auch die Umgebung rings aus Geschiebemergel besteht.

In demselben Wallberg ist kaum 100 m davon eine Kiesgrube angelegt, die das Kiesmaterial zum Chausseebau am

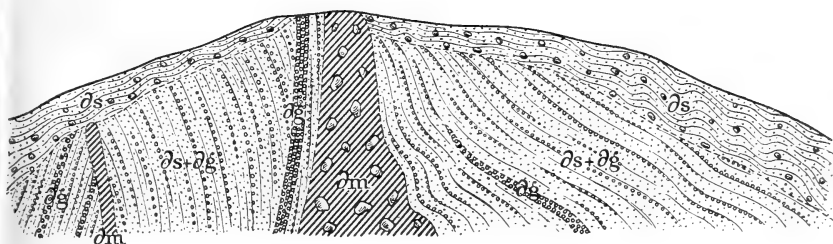


Fig. 3.

Aufschluß im Langen Berg nach Vorwerk Friedrichsruh zu.

Vorwerk Friedrichsruh im Jahre 1909 lieferte. In diesem neueren Aufschlusse besteht der Wallberg aus steil aufgerichteten, ausgezeichnet geschichteten Kies- und Sandbänken, in deren Mitte ein aufrecht stehender, riffartig emporgepreßter Kern von Geschiebemergel vorhanden ist (Fig. 3).

¹⁾ Weiteres siehe in: H. HESS VON WICHENDORFF: Geologie und Heimatkunde des Kreises Naugard in Pommern. (Berlin 1912, S. 49—54), und H. HESS VON WICHENDORFF: Erläuterungen zu Blatt Gr.-Borkenhagen.

Gerade dieses wie ähnliche Vorkommen in der Umgegend zeigen deutlich, daß es sich nicht um einfache Aufpressungen handeln kann; sonst müßte der Äs vor allem einmal in seiner ganzen Ausdehnung aufgefaltet sein.

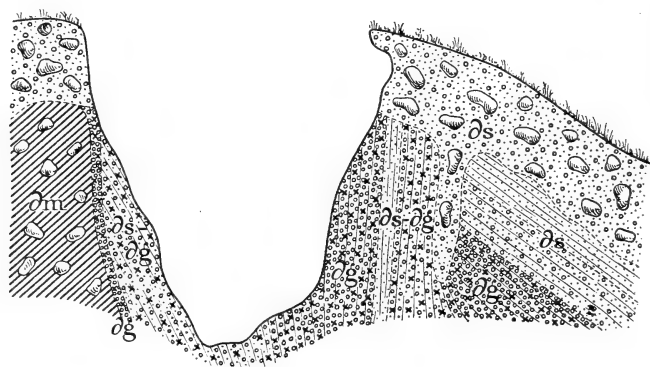


Fig. 4.

Aufschluß im Wallberg am Teich nördlich von Karnitz.

Daß die geologischen Verhältnisse der aufgepreßten Teile von Wallbergen, abgesehen von lokalen Einzelheiten, durchaus übereinstimmen, zeigt auch die folgende Abbildung einer Kiesgrube in einem Wallberg nahe bei Karnitz (Fig. 4).

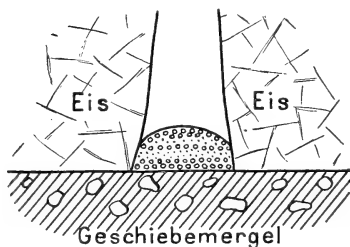


Fig. 5.

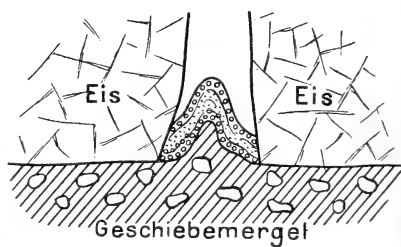


Fig. 6.

Ich stelle mir die Entstehung dieser Gebilde folgendermaßen vor:

In einem der vielen in der Richtung der Eisbewegung, also radial zum Eisrande, gelegenen offenen oder oben geschlossenen Schmelzwasserkanäle im Eise, die wir uns in gewisser Nähe des Eisrandes denken müssen, flossen starke Schmelzwasser, die Kiese und Sande auf dem Boden der Eis-

schlucht ganz nach Flußart absetzten (Fig. 5). In vielen Fällen blieben diese Absätze völlig ungestört nach dem gänzlichen Abschmelzen des Eises liegen und sind als typische Äsar-Bildungen ohne weiteres zu erkennen. In zahlreichen anderen Fällen aber drang — möglicherweise durch kleine Oszillationen des Eisrandes, durch Entstehung neuer Eisspalten oder sonstige Änderungen der Druckverhältnisse infolge von Bewegungen des Eises bedingt — die aufgeweichte, unter dem Eise als zusammenhängende Ablagerung der Gletschersohle überall vorhandene Grundmoräne (Geschiebemergel) von unten her in den Schmelzwasserkanal als aufgepreßter Keil ein und hob gleichzeitig die bereits abgelagerten Kiese und Sande steil empor (Fig. 6). So blieben dann nach dem Abschmelzen des Eises die geschilderten steil aufgepreßten kiesigen Sande mit dem Geschiebemergelriff im Inneren als charakteristische Gebilde zurück (Fig. 3 u. 4). Vielfach finden sich auf den aufgepreßten Schmelzwasserkiesen und den Geschiebemergelriffen noch diskordant auf- und seitlich angelagert Sande und Kiese als Beweis dafür, daß die Aufpressung im Schmelzwasserkanal selbst erfolgte, und nach der Auffaltung noch Schmelzwasserabsätze sich darauf abgelagerten (vgl. Fig. 3 u. 4).

Ein Blick auf die beiden Abbildungen (Fig. 5 u. 6) zeigt aber auch ferner, daß der riffartig emporgepreßte Geschiebemergelkern zweifellos der letzten Vereisung zugehört, während die aufgepreßten geschichteten Spatsande lediglich Schmelzwasserabsätze in Eiskanälen darstellen. W. WUNSTORF ist daher im Unrecht, wenn er diese Bildungen als „Unteren Sand“ und „Unteren Geschiebemergel“ darstellt. Letztere Bezeichnung ist dagegen durchaus gerechtfertigt, wenn es sich, wie z. B. am Naugarder und am Massower Wallberg, um echte Durchragungen handelt und dieser Umstand durch Aufschlüsse im tieferen Untergrund oder Tiefbohrungen sicher festgestellt ist.

So sind demnach eine Anzahl von sog. „Aufpressungs-äsar“ wie andererseits ein Teil der „Stauäsar“ angesichts ihrer oben geschilderten höchstwahrscheinlichen Entstehungsweise als echte Äsar-Bildungen aufzufassen, namentlich wenn sie in demselben Wallberg auch eben aufgelagerte Teilstücke aufweisen.

Aus diesen Betrachtungen ergibt sich, daß trotz der äußeren gleichartigen Form der Äsar im mittleren Teile Hinterpommerns ganz verschieden aufgebaute Typen auftreten. Bald sind sie völlig horizontal aus parallel-diskordanten Kies- und Sandschichten zusammengesetzt, unter denen der Geschiebemergel als ebene Grundfläche in derselben Höhenlage hinwgezieht,

die die von Geschiebemergel gebildete niedrigere Umgebung des Wallberges einnimmt (Normal-Ås; Beispiel: Scharfenberg zwischen Bernhagen und Plantikow); bald handelt es sich um einen wechselnden Aufbau aus ebenen und aufgepreßten Teilstücken (Kombinations-Ås; Beispiel: Langer Berg zwischen Silligsdorf und Zeitlitz); bald um reine Aufpressungen von steil aufgerichteten kiesigen Sanden mit einem Geschiebemergelriff im Inneren, die entweder genetisch echte Åsar-Bildungen (Aufpressungs-Ås; Beispiel: Karnitz) oder echte Durchragungen (Stau-Ås; Beispiel: Naugard) darstellen können, je nach der Beschaffenheit des tieferen Untergrundes.

In genetischer Beziehung sind demnach nur zwei Möglichkeiten: entweder handelt es sich um echte Åsar-Bildungen oder um echte Durchragungen.

Herr FRIEDRICHSSEN erklärt der Gesellschaft eine „geologisch-morphologische Wandkarte der Provinz Pommern“ zu Lehrzwecken und bittet um Meinungsäußerung dazu aus der Versammlung.

Dazu spricht Herr WAHNSCHAFTE.

Schluß der Sitzung 10 Uhr.

v.	w.	o.
WAHNSCHAFTE.	HENNIG.	BÄRTLING.

Briefliche Mitteilungen.

5. Über vor- und nachbasaltische Dislokationen und die vorbasaltische Landoberfläche in der Rhön.

Von Herrn H. BÜCKING.

Straßburg i. Els., den 16. Januar 1912.

O. GRUPE hat vor kurzem in dieser Zeitschrift¹⁾ eine Abhandlung „Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen“ veröffentlicht und darin meine Ansichten über die tektonischen Störungen und die vulkanischen Durchbrüche in der Rhön einer Kritik unterzogen. Nur, damit es nicht den Anschein habe, als ob ich durch GRUPES Ausführungen von der Richtigkeit seiner Behauptungen, soweit sie mich betreffen, überzeugt worden wäre, will ich im folgenden einige Worte der Erwiderung sagen; ich fasse mich dabei so kurz wie möglich und verweise diejenigen, die sich für den Gegenstand spezieller interessieren, auf die Erläuterungen zu den von mir aufgenommenen Rhönblättern²⁾ und die weiter unten zitierte Literatur.

Nach GRUPE haben die im Untergrund „vorhandenen Spalten der präoligocänen Gebirgsbildung den vulkanischen Magmen vielfach die Wege gewiesen, auf denen diese sich dann selbständig ihre Eruptionskanäle schufen“. Nun habe ich bei der geologischen Aufnahme der Rhön zwar weit über 500 Durchbrüche vulkanischer Gesteine zu untersuchen Gelegenheit gehabt, dabei aber nur in ganz seltenen Fällen (also ausnahmsweise) die Basalt- und Phonolithdurchbrüche an wirklich nachweis-

¹⁾ Bd. 63, 1911, S. 264–316.

²⁾ Altenbreitungen, Oberkatz, Helmershausen der Lieferung 37, Berlin 1889; Hilders, Spahl, Kleinsassen, Gersfeld, Sondheim, Lieferung 171, Berlin 1909; Weyhers, Fulda der Lieferung 184, Berlin 1911.

bare Verwerfungsspalten geknüpft gefunden. In vielen Fällen scheinen die Durchbrüche die großen Grabenverwerfungen geradezu gemieden zu haben (Blätter Oberkatz, Helmershausen, Altenbreitungen, Kleinsassen, Hilders, Spahl usw.¹⁾).

An die geologische Aufnahme meiner Rhönblätter, die im Jahre 1879 begann, zu einer Zeit, als überhaupt erst wenige geologische Karten i. M. 1:25 000 veröffentlicht waren, bin ich mit der Absicht herangetreten, auch die Spalten aufzusuchen, auf denen nach der damals herrschenden Anschauungsweise die Basalte und Phonolithe emporgedrungen seien; aber der Erfolg war der bereits bekannte. Wohl habe ich eine große Zahl von Verwerfungen, zum Teil mit recht beträchtlicher Sprunghöhe und deshalb wohl bis in größere Tiefe niedersetzend, nachgewiesen; aber Basalt- und Phonolithdurchbrüche sind nur in ganz geringer Zahl an diese geknüpft²⁾. Ein genaues Studium der von mir aufgenommenen Rhönblätter kann das jedem zeigen, und wer der Ansicht huldigt, daß vulkanische Durchbrüche nur auf präexistierenden Spalten erfolgt sein können, und daß da, wo ein vulkanischer Durchbruch vorliegt, auch eine Spalte vorhanden sein muß, findet in der Rhön bei der weitgehenden Abtragung, die hier die vulkanischen Gesteine und deren Untergrund erfahren haben, ein prachtvolles Arbeitsfeld, um seine Anschauungen auf ihre Richtigkeit und Bedeutung zu prüfen. Ich möchte ihm dann aber, wenn er die Sache weiter verfolgen will, dringend anempfehlen, auch die von mir in der oben

¹⁾ Darauf habe ich bereits 1903 in GERLANDS Beiträgen zur Geophysik, VI, S. 307, aufmerksam gemacht.

²⁾ Zu diesem Ergebnis war auch BLANCKENHORN bei der Aufnahme des Blattes Hünfeld gelangt; denn er schreibt (Jahrb. d. Geolog. Landesanst. für 1904, Berlin 1906, S. 603): „Daß letztere (nämlich die vulkanischen Eruptionen) auch unabhängig von Spalten vor sich gingen, das wird am besten dadurch bewiesen, daß der größere Teil der vulkanischen Durchbrüche auf Blatt Hünfeld mit Schichtenstörungen oder Spalten in den Triasschichten nichts zu tun hat.“ Auffallenderweise hat BLANCKENHORN später bei der Kartierung des an vulkanischen Durchbrüchen armen Blattes Großenlütder diese Anschauung total geändert, nachdem er dort den Basaltdurchbruch des Haimbergs auf der Randspalte des Keupergrabens und den Basaltdurchbruch des Kalvarienberges bei Fulda kennen gelernt hatte. BLANCKENHORN schreibt nämlich im Jahrb. d. Geolog. Landesanst. für 1908, Berlin 1911, S. 476, unter bezug auf seinen vorher zitierten Aufsatz: „Die beiden Vorkommnisse sind wieder ein vortreffliches Beispiel dafür, daß die Eruptionen gerne den Brüchen folgen, mögen letztere nun gleichzeitig oder vorher aufgerissen sein.“ Nach meiner Untersuchung ist übrigens der Basalt des Kalvarienbergs, den BLANCKENHORN auch noch auf eine Verwerfung legen möchte, gar nicht auf einer solchen emporgedrungen (vgl. geolog. Blatt Fulda).

zierten Arbeit (GERLANDS Beitr. VI, S. 292 ff) besprochenen, durch die Herren VON REINACH, VON KOENEN und BEYSCHLAG kartierten Basaltdurchbrüche vom Wildenstein bei Büdingen, von Vitzeroide bei Vacha und von Gellershausen bei Heldburg sich näher anzusehen; vielleicht gelangt er zu einer anderen Erklärung jener Erscheinungen als ich. Jedenfalls wäre es wohl angezeigt, wenn er seine Untersuchungen auch auf diejenigen Beziehungen zwischen Spalte und Durchbruch erstrecken würde, welche R. LACHMANN kürzlich in dem Centralblatt für Mineralogie, Stuttg. 1911, S. 683, näher erörtert hat.

GRUPE hat in einem Vortrag in der Märzszung 1910 der Deutschen Geolog. Gesellschaft¹⁾ auf Grund von Studien geologischer Karten — darunter natürlich besonders der von mir aufgenommenen Blätter — die Vermutung geäußert, daß die größeren Grabenversenkungen in der Rhön vielleicht präoligocänen Alters sein könnten, ganz so wie einige von ihm untersuchte Dislokationen im Solling. Unter Hinweis auf diesen Vortrag bemerkt GRUPE, daß meine älteren Arbeiten über die Basalte und Phonolithe der Rhön und speziell die oben zitierte, in GERLANDS Beitr. z. Geophysik. VI, S. 307, erschienene „die Auffassung enthalten, daß selbst manche bedeutenderen, weithin sich erstreckende Gräben als postvulkanische, d. h. als durch den Vulkanismus erzeugte anzusehen, und daß präexistierende Eruptionsspalten im allgemeinen nicht nachzuweisen seien.“ In den nach seinem Vortrage erschienenen neueren Veröffentlichungen nähme ich aber nunmehr an, „daß diese größeren Grabenversenkungen tektonischer Natur und vor Ablagerung des Tertiärs bereits vorhanden gewesen sind.“

Diese Ausführungen können oder sollen vielleicht den Anschein erwecken, als habe ich unter dem Einfluß des genannten Vortrages meine Ansicht im Sinne desselben geändert. Dies ist aber keineswegs der Fall: Erstens kam mir der Vortrag GRUPES erst lange nach der Niederschrift der von GRUPE genannten Erläuterungen (diese Zeitschr. 62, 1910, 176, Fußnote) zu Händen, und zweitens habe ich mich schon wesentlich früher, bei verschiedenen Gelegenheiten, für das Vorkommen prävulkanischer Störungen ausgesprochen. Es geschah dies nicht nur in den erst 1909 erschienenen und schon lange vorher niedergeschriebenen Erläuterungen zu den Blättern der Kartenlieferung 171, sondern bereits 1903 in dem von GRUPE in seinem Vortrage benutzten und

¹⁾ Diese Zeitschr. Bd. 62, 1910; Monatsber. Nr. 3, S. 174 ff, besonders S. 175 u. 176.

zitierten Aufsatz in GERLANDS Beitr. z. Geophysik VI, 267 ff. Nach der Besprechung einiger von Nord nach Süd verlaufender Grabenbrüche, die aus den dort angegebenen und bis jetzt nicht widerlegten Gründen „wahrscheinlich“ als nachbasaltisch anzusehen sind, habe ich dort auf S. 306 folgendes gesagt: „Auch ältere vorbasaltische Brüche und Grabenversenkungen von zum Teil großer Erstreckung sind in der Rhön mehrfach vorhanden. Sie verlaufen von Südost nach Nordwest, parallel dem Thüringer Wald, und stehen, wie A. v. KOENEN sehr richtig bemerkt, mit kleinen untergeordneten Südwest-Nordostspalten in Verbindung derart, daß diese letzteren nur als Querspalten jener Hauptspalten aufgefaßt werden können. Die Südost-Nordwest- oder hercynischen Spalten finden sich unter anderen zwischen Roßdorf und Urnshausen, zwischen Großlüder und Johannesberg-Bronzell, zwischen Fulda und Pilgerzell, zwischen Dietershausen und Poppenhausen, zwischen Pferdskopf (Eubekessel) und Obernhausen, zwischen Oberweißenbrunn und Hasselbach am Nordfuß des Kreuzbergs, auch bei Kissingen. An einzelnen, so an der von A. VON KOENEN diagonal über das Blatt Geisa bis nach Hersfeld verfolgten Störung, der entlang auch Basaltdurchbrüche stattgefunden haben, scheint noch nach dem Abschluß der Eruptionen eine Bewegung erfolgt zu sein, wenn auch in geringerem Umfang.“

Aber auch schon viel früher war ich auf Grund meiner allmählich vorschreitenden Aufnahmen in der Rhön zu dieser Anschauung gelangt, zu einer Zeit, als man noch nichts von den Untersuchungen STILLES und GRUPES in Norddeutschland ahnte. Es war im Sommer 1897, als ich in dem damals neu erschienenen Rhönführer von SPIESS, Meiningen, bei Erörterung der geologischen Verhältnisse der Rhön (auf S. 12) ausdrücklich für die vorbasaltische Entstehung verschiedener Verwerfungen, und besonders der Grabensenken zwischen Pilgerzell und Fulda, sowie zwischen Oberkatz und Kaltennordheim, eintrat.

Daß die damals, also schon vor 15 Jahren, ausgesprochene Anschauung ganz allmählich in mir gereift und durchgedrungen ist, ersieht man am besten bei einer wenn auch nur flüchtigen Durchsicht meiner älteren, anscheinend ganz in Vergessenheit geratenen Arbeiten über die Gebirgsstörungen und Erosionserscheinungen südwestlich vom Thüringer Wald. In diesen, im Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt für die Jahre 1880, 1882 und 1884 erschienenen Aufsätzen habe ich wiederholt die Frage nach dem Alter der Störungen behandelt und dabei besonders auch auf die noch älteren Arbeiten von CREDNER (Versuch einer Bildungsgeschichte der geognostischen

Verhältnisse des Thüringer Waldes, Gotha 1855, S. 63 ff) und EMMRICH (Geolog. Skizze der Gegend um Meiningen II., Meiningen 1873) hingewiesen. Ich schloß mich damals (Jahrb. für 1880, Berlin 1881, S. 95—98) EMMRICHs Ausführungen an und kam zu dem Schlusse (Jahrb. für 1882, S. 37 u. Jahrb. f. 1884, S. 555), daß die wichtigsten Störungen südwestlich vom Thüringer Wald vor dem Beginn der vulkanischen Ausbrüche in der Rhön im wesentlichen vollendet waren.

GRUPE gibt in seiner Abhandlung also zu, daß die Rhönverwerfungen, für welche ich ein präoligocänes (oder präbasaltisches) Alter für erwiesen oder für wahrscheinlich ansehen muß, dieses Alter besitzen; aber er möchte noch weiter gehen, er möchte, seinen von Norddeutschland her mitgebrachten Ansichten zulieb, alle Verwerfungen und Störungen in der Rhön für präoligocän halten. Diese durch keine Beweise gestützte Annahme muß ich für voreilig halten; denn es gibt nur wenig südlich von der Rhön, nämlich am Südostabhang des Vogelsbergs (zu vergl. die geologischen Blätter Gelnhausen — Erläuterungen 1891, S. 5 — und Hüttengesäß — Erläuterungen 1899, S. 3), neben sicher präbasaltischen Verwerfungen auch recht bedeutende Störungen, welche erst nach der Ablagerung miocäner Sedimente und nach der Eruption von Basalt, also erst in der Miocänzeit oder gar noch später, sich herausgebildet oder wenigstens weiter entwickelt haben. Sollten da nicht auch etwas weiter nördlich ebenfalls noch in der nachbasaltischen Zeit Störungen haben entstehen können?

Im Tertiär von Großalmerode erkennt GRUPE (a. a. O. S. 275) zwei allerdings „unbedeutende Verwerfungen an, die möglicherweise ein Wiederaufreißen der vorhandenen älteren Störungen des triassischen Untergrundes an diesen Stellen bezeichnen.“ Auch in der Niederhessischen Senke spielen nach GRUPE (a. a. O. S. 285) jungmiocäne Dislokationen eine Rolle, und es „scheint die jungmiocäne Gebirgsbildung von dort aus nach Südwesten zu in der Richtung auf den Oberrheinalgraben wieder stärker eingesetzt zu haben.“ Und in der Rhön sollten in der jungmiocänen oder postbasaltischen Zeit keine Bewegungen und Schichtenzerreißen mehr stattgefunden haben? —

In der Tat sind in der Rhön besonders durch den Braunkohlenbergbau, der bisher leider nicht lebensfähig war und meist nach kurzer Dauer wieder auflässig wurde, sehr viele Aufschlüsse geschaffen worden, welche in den Störungen und Verwerfungen, welche die einzelnen, in demselben Süßwasserbecken zur Bildung gelangten Flötze samt den sie bedeckenden Basalttuffen und Basaltströmen betroffen haben, auf das deut-

lichste die postbasaltischen Bewegungen anzeigen. Ein Blick auf die von GÜMBEL in seiner Geologie von Bayern, Cassel 1894, S. 668 ff. gegebenen Abbildungen und noch besser das Studium der Arbeiten von HASSENKAMP und der geologischen Karten Sondheim (Erl. dazu, S. 6 ff.), Hilders (Erl. dazu, S. 29 ff.) und Gersfeld (Erl. S. 6 ff.) zeigt auf das deutlichste, daß tektonische Störungen in der basaltischen und postbasaltischen Zeit in der Rhön gar nicht selten sind, und daß sie oft einen beträchtlichen Umfang erreichen.

PHILIPPI hat in seiner klaren, übersichtlichen Abhandlung „Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen“ (diese Zeitschr. 62, 1910, S. 305 ff.) meine Beobachtungen und Bemerkungen über die Lagerungsverhältnisse am Hahnberg bei Oberkatz in richtiger Weise gedeutet (a. a. O. S. 358). Ich gebe ihm gern zu, daß die beiden Randverwerfungen, welche die Hahnbergsmulde im W. und O. begrenzen, der Hauptsache nach präoligocäner Entstehung sind, glaube aber aus dem a. a. O. 1903, S. 306 genannten Grunde, daß auch in postbasaltischer Zeit an ihnen noch ziemlich beträchtliche Verschiebungen — wenn auch nicht gerade tief eingreifende Veränderungen — stattgefunden haben (vgl. unten S. 117).

Jedenfalls ist bei der Deutung des Alters der verschiedenen Rhönverwerfungen Vorsicht geboten. GRUPE kommt allerdings zu gute, daß er die geologischen Verhältnisse der Rhön mehr aus großen Gesichtspunkten betrachten und an der Hand fertig vorliegender Kartenblätter studieren kann; er kommt dadurch leichter über viele Schwierigkeiten hinweg, welche dem aufnehmenden Spezial-Geologen noch immer im Gedächtnis bleiben, auch wenn er in seinen Veröffentlichungen nichts über dieselben verlauten läßt.

Am weitesten entfernt sich GRUPE in seinen Anschauungen von den meinigen in der Deutung der zahlreichen von mir aus der Rhön beschriebenen Trias-Versenkungen und -Einstürze in Explosionsschlote. GRUPE (a. a. O. S. 316) will zwar die „Tuffkonglomerate und Tuffbreccien, die zum großen Teil aus lauter einzelnen, den Tuffmassen in regelloser Anordnung eingebetteten Fragmenten der durchbrochenen Triasgesteine bestehen“, in Übereinstimmung mit BRANCA und mir als Zeugen dafür ansehen, daß den vulkanischen Gasen der niederhessischen und Rhönischen Basaltdurchbrüche eine große explosive Kraft innegewohnt hat; aber er glaubt nicht, daß auch Gesteinsbruchstücke aus einem höheren Niveau tief in den Eruptionsschlot hineingesunken sein können, sondern die Bruchstücke jüngerer Gesteine entstammen nach ihm „Schichten, die be-

reits längst vor dem Ausbruch der Basalte einen tektonischen Graben bildeten bzw. eine präexistierende Spalte ausfüllten, auf der später die Eruption erfolgte“. Wo solche Erscheinungen — Einschlüsse jüngerer Triassedimente im Eruptivgestein selbst oder in den begleitenden Breccien oder am Rande des Durchbruchs — bei Durchbrüchen beobachtet werden, die direkt auf der präoligocänen (oder prävulkanischen) Landoberfläche (oder Denudationsoberfläche) aufsitzen, kann natürlich nicht von einem Einsinken der Stücke aus einem höheren Niveau die Rede sein; man wird dann am einfachsten mit GRUPE an das Vorhandensein eines mit den jüngeren Gesteinen ausgefüllten Grabens (oder Spalte) denken.

Bei jedem Durchbruch, an oder in dem jüngere Gesteine angetroffen werden, ist deshalb zunächst zu untersuchen, ob er direkt der präoligocänen Landoberfläche aufsitzt, oder ob es sich um einen mehr oder weniger stark abgetragenen Schlot handelt.

GRUPE gibt mir (a. a. O. S. 300) zu, daß „die maßgebenden — [wohl richtiger die bedeutenderen] — Schichtenverwerfungen und die Wiedereinebnung des dadurch geschaffenen Landschaftsreliefs zu einer Peneplain in voroligocäner Zeit sich ereigneten“, auch daß „die bedeutenderen flächenhaften Abtragungen längst vor Ausbruch der Basalte erfolgt“ seien; aber er denkt sich die Denudationsfläche doch ganz anders, als ich das auf Grund meiner Aufnahmen kann.

Nach meinen Untersuchungen, über die ich eingehend in den verschiedenen Erläuterungen besonders zu den 7 zuletzt (1909—11 in den Lieferungen 171 und 184) erschienenen Rhönblättern und mehr zusammenfassend und populär in der „Festschrift für die silberne Jubelfeier des Verbandes Deutscher Touristenvereine“, Fulda 1908, S. 11, berichte, war die Rhön zu der Zeit der Ablagerung der von SANDBERGER als Mitteloligocän bezeichneten Tertiärbildungen von Sieblos „ein flachwelliges Hügelland. Die Jurasedimente waren wohl bereits vollständig, die Keuperbildungen bis auf eine größere Fläche zwischen Eiterfeld, Hofaschenbach und Dermbach und bis auf die im ganzen unbedeutenden Überreste in den verschiedenen, vorher schon besprochenen Grabenversenkungen verschwunden. Von der Küste des Mitteloligocänmeeres, das sich von Cassel und Frankfurt her bis in die Gegend von Alsfeld und Grünberg erstreckte, wo sich Absätze desselben, auf Buntsandstein gelagert, gefunden haben, stieg das Land nach Osten hin ganz allmählich an bis zu einem breiten, hauptsächlich von Muschelkalk gebildeten Plateau. Dieses nahm die Gegend der

Hohen und der Waldgebirgigen Rhön und des Dammersfeldes ein und dehnte sich vermutlich noch weit nach Osten und Norden über das damals noch nicht vorhandene Werratal bis zum Thüringer Wald hin aus. Auch kleine Süßwasserseen und Sümpfe waren zu jener Zeit auf dem wohl an 300 bis 400 m über dem damaligen Meeresspiegel¹⁾ gelegenen Lande zwischen Bischofsheim, Sieblos und Wüstensachsen vorhanden.“

Dann wurde die Rhön in der Miocänzeit der Schauplatz einer großartigen vulkanischen Tätigkeit. Basalte und Phonolithe drangen an zahlreichen Stellen empor und breiteten sich über die flachhügelige Landschaft aus. An der Wasserkuppe und am Ehrenberg beträgt ihre Mächtigkeit noch heute 70 bis 200 m, auf der Hohen oder Langen Rhön 70—120 m, am Dammersfeld 40—50, am Hahnberg etwa 40 und an der Geba 60—80 m. Weiter nach Westen, nach Fulda hin, nimmt ihre Mächtigkeit mehr und mehr ab; vielleicht war das südwestliche Viertel des Blattes Fulda und der angrenzende Teil des Blattes Weyhers ganz frei von Basalt und Phonolith.

Der Landoberfläche unmittelbar vor dem Beginn der vulkanischen Tätigkeit entspricht, wie PHILIPPI bereits richtig erkannt hat (a. a. O. S. 331), die Auflagerungsfläche der deckenförmig ausgebreiteten Eruptivgesteine auf dem triadischen Untergrunde oder auf dem in jedenfalls nur seichten Süßwasserbecken zur Bildung gelangten, im allgemeinen nicht sehr mächtigen Tertiär (Miocän). Wir finden heute diese Fläche in verschiedener Meereshöhe, erkennen aber deutlich, wie sie allmählich nach Westen, zumal nach Nordwesten hin, einsinkt. In den Erläuterungen zu den Blättern Hilders (S. 4), Sontheim (S. 4), Gersfeld (S. 4), Kleinsassen (S. 3), Spahl (S. 6), Weyhers (S. 6) und Fulda (S. 8) habe ich eine große Menge von Höhenzahlen angegeben, aus denen deutlich hervorgeht, daß die Auflagerungsfläche (Grundfläche) der vulkanischen Decken innerhalb des näher untersuchten Gebietes heute ihre größte Meereshöhe in der Gegend des Eierhauks und Dammersfeldes (870 und 820 m) besitzt. Von da fällt sie sowohl nach Norden, nach der Langen Rhön (800—620 m) und dem Habelberg bei Spahl (etwa 600 m), als besonders rasch nach Westen, nach der Breitfirst (etwa 540 m) und dem Rippberg (430 m), und nach Nordwesten, nach dem Rauschenberg bei Fulda (420 m), ab.

¹⁾ Derselbe ist bei Grünberg und Alsfeld jetzt in etwa 320 m über Normalnull zu finden.

Auch nach Osten, nach dem Thüringer Wald hin, findet man heute die Auflagerungsfläche der basaltischen Decken in geringerer Höhe als am Dammersfeld. Sie liegt an der Geba zwischen 640—680 m über dem Meeresspiegel (darin gleich dem Großen Dollmar), und am Hahnberg neigt sie sich von 680 m Meereshöhe im Norden bis 600 m und weniger im Süden. Am Hahnberg und auf der Nordostseite der Geba fand ich in etwa 590—670 m Meereshöhe (Erl. zum Blatt Oberkatz, 1889, S. 22, und Erl. zum Blatt Helmershausen, 1889, S. 21) als Unterlage unter dem Basalt einen tertiären Schotter mit kristallinischen Gesteinen (Porphyr und Granit oder Gneiß), die dem Thüringer Wald entstammen, und schloß daraus, daß früher hier Gewässer vom Thüringer Wald nach Westen strömten, daß also in der vorbasaltischen Zeit noch kein der Werra entsprechender Flußlauf existierte¹⁾.

Wenn nun vom Thüringer Wald das Gefälle nach Westen ging — PHILIPPI möchte lieber eine Richtung von Nordost nach Südwest annehmen —, so sollte naturgemäß die alte Landoberfläche im Westen eine geringere Höhe besitzen als im Osten. Da aber die Basisfläche der vulkanischen Decken im Süden und Westen jetzt durchweg höher als im Osten liegt, so können die Gewässer nicht in ihrem ganzen Verlauf einer westlichen oder südwestlichen Abflußrichtung gefolgt sein, sondern müssen sich zuletzt nach Nordwesten (nach Geisa hin) gewendet haben; man müßte denn annehmen, daß vielleicht vielfach gewundene tiefere Täler, von denen bisher noch keine Spuren aufgefunden sind, dem Wasser den Weg nach Westen gewiesen hätten. Noch viel wahrscheinlicher aber ist es mir, daß in der basaltischen oder postbasaltischen Zeit Niveauänderungen eintraten, durch die der östliche Teil der alten Landoberfläche — zum Teil längs der präoligocänen Verwerfungen — stellenweise 50 bis 100 Meter zur Tiefe sank (vgl. oben S. 114). Die Einsenkung wird — das deuten auch die Störungen in dem braunkohleführenden Tertiär an — nicht allenthalben den gleichen Betrag erreicht haben; während sie an der Geba viel-

¹⁾ Vgl. PHILIPPI, a. a. O. S. 398. Dort ist PRÖSCHOLDT so zitiert, als ob er der Entdecker dieser Thüringer Wald-Schotter wäre. Letzterer hat aber erst durch meine Arbeiten von dem Vorhandensein der Schotter, die ich schon 1880 aufgefunden hatte, Kenntnis erhalten. Vor mir muß sie aber schon EMMRICH gekannt haben, wie aus einer Äußerung in seiner Geolog. Skizze der Gegend um Meiningen, II. Meiningen 1873, S. 9 hervorgeht; allerdings hat er weder über die Natur der Geschiebe noch über den Ort, wo er sie in der Rhön gefunden hatte, irgend etwas gesagt.

leicht nur unbedeutend, kaum merklich war, hat sie den in einem präoligocänen Graben gelegenen Hahnberg stärker, aber in seinen verschiedenen Teilen wohl ungleich, betroffen, und wahrscheinlich ist auch der Große Dollmar, bei seiner Lage am Nordende der Marisfelder Mulde, nicht leer ausgegangen.

Jedenfalls liegt für mich zurzeit kein Grund zu der Annahme vor, daß die alte vorbasaltische Abrasionsfläche in der Rhön von vielen tiefen Tälern durchfurcht war; man müßte doch sonst wohl hier und da auf alte Schotterabsätze und Reste von vulkanischen Strömen stoßen, die sich, wie in der Eifel, in die Täler ergossen hätten. Ich muß also annehmen, daß die vulkanischen Gesteine auf der alten Abrasionsfläche eine große mächtige Decke, etwa dem Vogelsberg vergleichbar, vom Dammersfeld bis zum Öchsen und von dem Hahnberg bis zum Frauenberg bei Fulda bildeten, und nur an wenigen Punkten aus triadischen Sedimenten zusammengesetzte Hügel aus ihr emporragten. Wenn heute von der mächtigen und ausgedehnten Decke vulkanischer Gesteine verhältnismäßig nur geringe Reste übrig geblieben sind, so ist das eine Folge der starken Denudation, die bereits während der vulkanischen Tätigkeit begann¹⁾. Schon am Ausgang der Pliocänzeit, als in verschiedenen Tälern der Rhön Tone und Sande mit Resten von *Mastodon arvernensis* und *Mastodon Borsoni* zum Absatz kamen, hatte das Land im großen und ganzen seine heutige Gestalt erlangt.

Demgegenüber hält GRUPE, indem er seine Erfahrungen aus dem Solling und die Ergebnisse von BAUERS Beobachtungen in Niederhessen ohne weiteres auf die Rhön überträgt (a. a. O. S. 301), die Wirkungen der postbasaltischen Denudation für verhältnismäßig gering. Er muß deshalb die Ausdehnung und die Mächtigkeit der Basalte bei weitem geringer annehmen, als ich das tue, und gelangt so zu dem Schluß, daß sehr viele Durchbrüche, in welchen ich nur stark abgetragene Schlote erkennen kann, unmittelbar auf der alten Denudationsoberfläche aufsitzen. Dadurch wird er natürlich gezwungen, die Herkunft der in und an dem Schlot gelegenen Bruchstücke und Schollen von Gesteinen, die jünger sind als der den Schlot umgebende Gesteinshorizont, in anderer Weise zu deuten als ich (s. S. 114 oben).

Wo es sich nachweislich um stark abgetragene Schlote handelt, wie solche auf den von mir aufgenommenen Rhönblättern in großer Zahl vorkommen — besonders leicht erreich-

¹⁾ Erläuterungen zum Blatt Weyhers, Berlin 1911, S. 43.

bar sind von Fulda aus die Schlote am Leipziger Hof, am Petersberg und am Noppen —, kann ich in jenen Bruchstücken nur Gesteine erblicken, welche bei der Aussprengung der Schlote aus einem höhern Niveau in die Durchbruchsröhre gelangten, wo sie von dem nachdringenden Basalt eingeschlossen oder beiseite geschoben wurden¹⁾. Treten also in oder an einem Schlot (mit oder ohne Eruptivgestein) jüngere Gesteine auf, deren ursprünglicher Horizont genau bestimmbar ist, so läßt sich zuweilen die relative Höhenlage der alten Denudationsoberfläche an der einstigen Mündung des Schlotes bestimmen. In verschiedenen Fällen habe ich dies versucht (zu vgl. Erläuterungen zum Bl. Kleinsassen, 1909, S. 10) und bin so zu Zahlen und Vorstellungen gelangt, die mit den sonst gefundenen Verhältnissen eine recht gute Übereinstimmung zeigen, auch ohne daß man grabenartige Einbrüche in der vorbasaltischen Abrasionsfläche anzunehmen braucht, von denen man an der heutigen Oberfläche nichts sieht.

GRUPE muß natürlich zur Erklärung des Auftretens jüngerer Gesteinsstücke in und an Durchbrüchen, die nach ihm auf der alten Denudationsfläche aufsitzen, stets einen aus jenen Gesteinen zusammengesetzten tektonischen Graben (oder eine mit solchen erfüllte präexistierende Spalte) annehmen, auf dem später die Eruption erfolgte. Daß solches vielfach vorkommt, ist gar keine Frage, und wo sich der Graben oder die präexistierende Spalte wirklich nachweisen läßt, würde auch ich keinen Augenblick zögern, die GRUPESche Deutung als richtig anzuerkennen; habe ich doch in den bereits lange vor dem Erscheinen der GRUPESchen Abhandlung niedergeschriebenen, aber erst 1911 gedruckten Erläuterungen zum Bl. Weyhers, S. 15 bei Besprechung von zwei vermeintlichen Einbrüchen von Muschelkalk und Keuper in größere vulkanische Schlote bei Memlos und Ried im Fuldataal wörtlich gesagt: „Werden sie als Ausfüllungen von alten Explosionstrichtern angesehen, so muß die alte Oberfläche, an der die in die Schlote eingestürzten Gesteine gelegen haben — wenn man nicht etwa annimmt, daß sie aus einer vorbasaltischen Grabenbildung herrühren, von der man jetzt nichts mehr sehen kann²⁾ — etwa dem heutigen Niveau von 700 m entsprochen haben.“

¹⁾ GERLANDS Beiträge zur Geophysik, VI, 1903, S. 291 ff.

²⁾ Es ist wohl selbstverständlich, daß ich einen ähnlichen Vorbehalt auch für den seinerzeit nach MOESTA zitierten, mir aus eigener Anschauung gar nicht bekannten Basalt des Fetzbergs im Habichtswald gemacht hätte, wenn es mir je in den Sinn gekommen wäre,

Zum Schlusse erläutert GRUPE an einigen Beispielen — leider ohne Beigabe einer geologischen Skizze —, wie er die von mir als Schlotausfüllungen angesehenen Vorkommen von jüngeren Triasgesteinen im Bereich des Buntsandsteins auffassen möchte. Er konstruiert aus einem Vorkommen von Röt und Wellenkalk am Ostabhang des Stellbergs bei Kleinsassen, wo ich auf der geologischen Karte eine Röt- und eine Muschelkalkversenkung im Bereich des Mittleren Buntsandsteins angegeben habe¹⁾, und aus dem jenseits des Bieberbachs am Westabhang der Milseburg unter dem Phonolith hervortretenden Röt- und Wellenkalkvorkommen einen „echten tektonischen Graben“. In diesen „älteren“ Einbruch verweist er auch den Wellenkalk am Ostabhang der Milseburg im Engerod, der dort nach meiner Darstellung unter einer vulkanischen Breccie hervortritt, und dann die etwa 6 Kilometer weiter entfernte schmale Rötversenkung nordöstlich Eckweisbach, durch welche eine Ablenkung in nördliche Richtung angedeutet würde. Ich muß gestehen, daß mir die Gründe, welche GRUPE bestimmten, die genannten Stellen miteinander in Zusammenhang zu bringen, vollkommen unverständlich sind. Mit dem gleichen Rechte könnte man jede der erwähnten Stellen mit einer größeren Zahl von Durchbrüchen, die in geringerer oder größerer Entfernung nördlich, westlich, südlich und östlich gelegen sind, in Verbindung bringen; derartige, sowohl gerade, als je nach Belieben und Bedarf gekrümmte Linien lassen sich in einem Gebiet, das so reich an Durchbrüchen ist, wie das von Kleinsassen, in großer Zahl ziehen, selbst ohne daß man mit den deutlich nachweisbaren Störungen in Kollision gerät. Es fragt sich nur, ob sie für die Auffassung der vulkanischen Erscheinungen von irgendwelcher Bedeutung sind. Ich bezweifle dies.

GRUPE ist es anscheinend entgangen, daß er zu der anfänglich nordöstlichen Richtung seines eben erwähnten „echten tektonischen Grabens“ dadurch gelangt ist, daß er sowohl am Stellberg als am Westabhang der Milseburg den Gehängeschutt, der in den kleinen Wiesensenken sich weit

dieses Vorkommen „als charakteristisches Beispiel“, wie GRUPE sich ausdrückt, anzuführen, und zur Erläuterung meiner Auffassungen zu benutzen. Die a. a. O. S. 301 beliebte Art der Darstellung weise ich daher, soweit sie mich betrifft, als ganz unzutreffend zurück.

¹⁾ Nach den Aufgrabungen, die nach Abschluß meiner geologischen Aufnahmen an 2 Quellen vorgenommen wurden, ist das Röt vorkommen ausgedehnter, als ich angegeben hatte; vielleicht kommt der Röt an jener Stelle mit dem Wellenkalk in unmittelbare Berührung.

herunterzieht und wohl wie ein „nach unten hin sich zuspitzender Graben“ erscheinen kann, als anstehendes Gestein gedeutet hat. Daß im Gehängeschutt „die Schichten nicht in normaler Aufeinanderfolge“ zu liegen pflegen, und daß an steilen Abhängen von Röt- und Muschelkalkbergen im Bereich des anstehenden Röts als Abrutschmassen häufig „isolierte Küppchen von Wellenkalk, durch Rötpartien voneinander getrennt“, vorkommen, ist ja allbekannt. Auch mit den „Terrainformen“ an den stark mit Phonolith- und Basaltschutt überführten Abhängen ist, zumal wenn Quellen an ihnen entspringen und Rutschungen erfolgt sind, im allgemeinen nichts anzufangen. So möchte ich auch lieber den Röt- und Wellenkalkseinbruch am Ostabhang des Stellbergs mit dem nördlich davon gelegenen Phonolithdurchbruch des Medensteins oder mit dem WellenkalkEinsturz des Liedenküppels am Nordwestabhang der Milseburg in Verbindung bringen; aber das ist nach meiner Auffassung gar nicht nötig. Die Basisfläche des Phonoliths vom Stellberg — wenn es sich am Stellberg, wie bei Eselsbrunn, wirklich auch um eine Decke oder einen Deckenrest handelt, was noch gar nicht erwiesen ist, — liegt bei etwa 660—680 m Meereshöhe, und in dieser Höhe wurde etwas weiter südlich — an der Maulkuppe — Röt anstehend beobachtet. Ein Schlot am Abhang des Stellbergs, mit Röt und Wellenkalk gefüllt, ist daher recht wohl denkbar.

Das Vorkommen von Wellenkalk und Röt am Westabhang der Milseburg ist bei der starken Bedeckung mit Phonolithschutt und bei der dichten Bewaldung so schlecht aufgeschlossen — Anstehendes ist überhaupt nicht wahrzunehmen —, daß man nur sagen kann, es liegt unmittelbar unter der Phonolithdecke und der präphonolithischen Denudationsoberfläche. Diese setzt sich auch da, wo sie am Nordost- und Nordabhang der Milseburg unter Tuffen, Schlotbreccien und Phonolith hervortritt, aus Muschelkalk und Röt in regelmäßiger Aufeinanderfolge zusammen. Von Verwerfungen, die ich nach GRUPE (a. a. O. S. 311) hier angegeben haben soll, ist mir nichts bekannt; man hat auch ihre Annahme zur Erklärung der Lagerungsverhältnisse, die freilich infolge mehrerer vulkanischer Durchbrüche nicht ganz einfach erscheinen, nicht weiter nötig.

Ferner ist es GRUPE vor allem nicht verständlich (a. a. O. S. 311), daß der nordöstlich von Eckweisbach kartierte, durchschnittlich 75 m breite und 1 Kilometer lange Rötgraben mit 2 Phonolithaustritten eine Schlotausfüllung sein soll. In den Erläuterungen zum Blatt Kleinsassen habe ich allerdings das Vorkommen nicht spezieller besprochen, weil sonst, wenn

auch andere Verhältnisse des Blattes in gleicher Vollständigkeit behandelt worden wären, der Umfang der Erläuterungen viel zu groß geworden wäre. Immerhin ist aber auf S. 10 der Erläuterungen zu lesen, daß der Graben keine einheitliche Füllung mit Röt zeigt, sondern daß an seinem Inhalt sich außer Röt und Phonolith, besonders im südlichen Teil, auch Muschelkalk und vielleicht sogar noch Unterer Keuper beteiligen. Ich kann hinzufügen, daß auch zahlreiche Basaltstücke dort beobachtet wurden, die sich als Nephelinbasalt erwiesen, von einer ähnlichen Beschaffenheit wie der Nephelinbasalt der benachbarten Eckweibacher Kuppe. Solche hätten auch als Gehängeschutt gedeutet werden können. Da aber Röt, Muschelkalk, Keuper und Basalt im südlichen Teil des Grabens regellos durcheinander liegen, schien es mir richtiger, die Grabenausfüllung auf einen alten Schlot zurückzuführen und sie den gangartigen Vorkommen von Basaltbreccie (GERLANDS Beiträge z. Geophys. VI., 1903, S. 288 ff., 281 und 274) an die Seite zu stellen. Ich vergleiche sie speziell mit dem Durchbruch am Noppen bei Fulda, den ich in den Erläuterungen zum Blatt Fulda (1911, S. 19 und 54) näher beschrieben habe. Da jener an verschiedenen Stellen sehr gut aufgeschlossen und von Fulda aus in einer Stunde bequem zu erreichen ist, will ich hier seine Beschreibung kurz wiederholen.

Am Noppen liegen im Bereich des Oberen Buntsandsteins (Röts) auf einer elliptisch begrenzten Fläche von annähernd 600 m Länge und 350 m Breite zahlreiche, meist wirr durcheinander gestürzte kleinere und größere Muschelkalkblöcke, an einzelnen Stellen so groß und so zahlreich, daß man mehrere Steinbrüche anlegte, um den Kalk zu gewinnen. Zwischen den Kalkbrocken stellt sich, hier und da ausgedehnter, eine Breccie ein, die wesentlich aus erbsen- bis faustgroßen Stücken von Wellenkalk und Basalt und wenigen weißen und rot gefärbten Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins besteht und durch unregelmäßig verlaufende, von Brauneisen und Kalkspat erfüllte Klüfte in große polyëdrische Blöcke zerlegt wird. An einzelnen Stellen sind, als die Eruptionsröhre noch nicht von feinerem Material erfüllt war, große Schollen von Wellenkalk, bis 20 m breit, im Zusammenhang eingestürzt, auch viele einzelne $\frac{1}{2}$ —2 m dicke und 2—5 m lange Blöcke von Muschelkalk. Dieser Muschelkalk wird jetzt in mehreren Gruben als Baustein und als Material zur Herstellung von gebranntem Kalk gewonnen; dadurch ist der durch ungewöhnlich große Dimensionen ausgezeichnete Schlot an verschiedenen Stellen recht gut erschlossen.

Weitere Beispiele von präoligocänen Gräben, die ich als solche nicht anerkennen kann, möchte GRUPE in dem Vorkommen von Wellenkalk an dem Basaltdurchbruch des Wackkuppels und dem südlichen der 3 Durchbrüche am Lahmenhof und in dem Auftreten von Röt und Wellenkalk an dem Durchbruch des Kückkuppels bei Poppenhausen sehen. Er konstruiert hier 2 im Süden am Maiensteinküppel bei Gersfeld zusammen treffende Gräben und vulkanische Linien, auf denen kunterbunt Feldspatbasalt, Hornblendebasalt, Phonolith und Nephelinbasalt hervorgebrochen sind. Vom Maiensteinküppel soll sich eine vulkanische Spalte südwärts nach dem Todtenköpfchen (Hornblendebasalt), der Großen Nalle (Limburgit und Basanit), der Kleinen Nalle (Phonolith) bis in den Haderwald fortsetzen. Er kommt auf diese Weise zu einem System vulkanischer Spalten, das sich wohl noch umfangreicher gestalten würde, wenn er außer den von mir auf dem Blatt Gersfeld gezeichneten Durchbrüchen auch noch den neuerdings bei dem Bau der neuen Straße von Poppenhausen nach Rodholz aufgeschlossenen Basaltdurchbruch (mit Röt- und Wellenkalk-Mantel), der zwischen jenen beiden vom Maiensteinküppel nordwärts gezogenen Linien und etwa 300 m östlich vom östlichen Ende des Dorfes Poppenhausen liegt¹⁾, mit in Betrachtung gezogen hätte. Übrigens hat speziell für die Gegend von Gersfeld früher schon PROESCHOLDT einige vulkanische Linien, unter diesen auch die von GRUPE wieder erwähnten, konstruiert.

Da die Rhön sich in der Richtung von Süd nach Nord erstreckt, ist es einleuchtend, daß bei derartigen Konstruktionen von vulkanischen Linien oder Achsen der Nordsüd-Linie, der EMMERICHschen „Rhönrichtung“, der ja auch einige wirklich nachweisbare, auffallende Gräben und Spalten sowie zahlreiche Basalt- und Phonolithgänge parallel verlaufen, eine besondere Rolle zufallen muß. Eine schon flüchtige Betrachtung des südöstlichen Teils von dem geologischen Blatt Kleinsassen wird aber zeigen, daß dort auch von SO nach NW gerichtete Gänge, besonders von Phonolith, in großer Zahl vorhanden sind, und legt man die demnächst erscheinenden geologischen Blätter Fulda und Weyhers neben Kleinsassen und Gersfeld, so erkennt man auf das deutlichste, daß gerade hier die benachbarten tiefen präoligocänen Keupergräben mit ihren bedeutenden Randverwerfungen von allen vulkanischen Durchbrüchen gemieden sind. Sollten wirklich immer nur die unbedeutenden,

¹⁾ Von diesem Basaltdurchbruch erfuhr ich zuerst Näheres im April 1911 durch Herrn Professor Dr. BRUHNS in Clausthal.

gar nicht oder kaum sichtbaren Spalten und Risse in der dünnen triadischen Schale der Oberfläche von dem aufsteigenden Magma aufgesucht worden sein? — Aus welchen Gründen haben wohl die von GRUPE gezogenen Linien (und Spalten?) vor den breiteren und tieferen Gräben den Vorzug gehabt? —

Sehr interessant wäre es für mich gewesen, zu erfahren, wie GRUPE die eigenartigen Wellenkalkvorkommen auf dem Blatt Sondheim (Erläut. 1909, S. 9) deuten möchte, die ich zum Teil als Ausfüllungen vulkanischer Schlote ansehe. Sollten auch sie als Einbrüche aufgefaßt werden, und wie wäre hier das Spaltennetz beschaffen, durch welches sie festgelegt würden? PROESCHOLDT hat bei der geologischen Aufnahme des Meßtischblattes Sondheim seiner Zeit den Versuch gemacht, ein solches Spaltensystem in die Karte einzutragen. Auf diese Versuche, die, vom Autor wiederholt verbessert oder geändert, in dem Archiv der Geologischen Landesanstalt in Berlin aufbewahrt werden, möchte ich die Aufmerksamkeit GRUPES lenken. Ich habe sie, wie GRUPE sich wird überzeugen können, sämtlich verworfen und dafür die Darstellung gewählt, die jetzt im Blatt Sondheim gedruckt vorliegt.

Es ist vielleicht nicht überflüssig, zum Schluß zu bemerken, daß ich nach den letzten Ausführungen GRUPES (a. a. O. S. 316) erst recht die schon früher von mir ausgesprochene Ansicht vertrete, daß die in der Trias der Rhön im ganzen doch geringen Störungen und Schichtenzerreißen nach der Tiefe hin noch weiter an Bedeutung verlieren, und daß in der Region, in welcher sich die Schmelzherde der vulkanischen Massen befinden, wahrscheinlich gar nichts mehr von ihnen vorhanden ist. Sie werden deshalb, so schließe ich, ganz ohne Einfluß auf die Eruption der vulkanischen Massen sein. Viel eher kämen die älteren, ungleich bedeutenderen Verwerfungen und Überschiebungen in der Unterlage der Trias in Betracht, zumal im krystallinen Grundgebirge, das nachgewiesenermaßen, ebenso wie im Spessart und im Thüringer Wald, auch in der Rhön die tiefere Unterlage bildet und dem vulkanischen Herd ohne Zweifel viel näher liegt, als das triadische Deckgebirge. In jenem die schwächsten Stellen ausfindig zu machen, die das erumpierende Magma bevorzugt hat, ist eine Aufgabe, die sobald wohl noch nicht gelöst wird. Dazu dürfte auch eine bloße kritische Betrachtung geologischer Karten nicht ausreichen; wahrscheinlich wird nur ein näheres Studium der seismischen Verhältnisse Aufschluß über die Tektonik des tiefen Untergrundes und die Störungsvorgänge in demselben geben.

6. Liasaufschlüsse bei Bünde i. Westf.

Von Herrn TH. BRANDES.

Göttingen, im Januar 1912.

Etwa 4 km ONO. von der Stadt Bünde wurde auf dem Hüller, 100 m südlich von dem Gehöft Todtmann, bei Aufschlüssen zwecks Anlage einer Wasserleitung mittlerer Lias in Gestalt der unteren Amaltheen-Schichten (Lias d) entblößt, worauf mich Herr Professor Dr. POMPECKJ gütigst aufmerksam machte.

Gesteinscharakter: dunkelblauer, dickschiefriger, stark mergeliger Ton mit vereinzelt brotlaibförmigen Knauern toneisensteinreichen dunklen Kalkes, unterlagert von ziemlich reinem, blättrig zerfallendem Schiefertone.

Die sehr flach ($2-5^{\circ}$) nach NO. einfallenden Schichten schmiegen sich dem nordwestsüdöstlichen Generalstreichen des Wiehengebirges an.

Eine in dem Gestein enthaltene, für die Amaltheenzone Nordwestdeutschlands ungewöhnlich üppige Fauna erheischt besondere Beachtung. Amaltheen aus der Gruppe des *Am. margaritatus* MONTF. sind begleitet von einzelnen Belemniten aus der Verwandtschaft von *Bel. paxillosus* SCHLTH. und *Bel. clavatus* SCHLOTH. Das Hauptkontingent der Fauna stellen die größtenteils durch Kleinwüchsigkeit ausgezeichneten Lamellibranchiaten, unter denen vornehmlich die Gattungen *Leda*, *Limea* aut. *Lima*, *Pecten*, *Cardium*, *Cucullaea*, *Goniomya* vertreten sind. Gastropoden und Echinodermen (*Pentacrinus*-Stielglieder, ein Diadematide?) sind seltene Elemente; Brachiopoden scheinen hingegen ganz zu fehlen. Dieses Moment sowie der Pygmäencharakter der Zweischaler (nur einzelne Lamellibranchiaten sind von bedeutenderem Wuchs) erscheinen geeignet, einen Einblick zu eröffnen in die diesem Teile des älteren Amaltheen-Meeres eigenen Lebensbedingungen — Verhältnisse, die auch im untersten Lias (Psilonotenzone) anzutreffen sind, wo lokal (zwischen Harz und Egge) massenhaft zwergenhafte Bivalven mit großwüchsigen Cephalopoden dasselbe Lager teilen.

Die in Rede stehende Fauna wird ebenso wie eine sehr reiche Schlotheimien-Fauna, die mit einigen Exemplaren von *Nautilus* und *Lima* zusammen in der Tongrube der Ziegelei

Steinlacke gesammelt wurde) demnächst in Göttingen eine eingehende Untersuchung erfahren.

Ein anderer jüngst geschaffener Aufschluß hat westlich von Bünde, in dem Dorfe Ennigloh Gesteine der Arieten-Zone (Lias α) — offenbar dunkelblauer Schieferton mit Einlagerungen von dunkelgraublauem, tonigem, schwefelkiesreichem Kalk — freigelegt, wie verdrückte Exemplare der Gattung *Arietites* in Gemeinschaft mit *Gryphaea arcuata* LAM. bezeugen. Die Fossilien wurden dem Göttinger Institut von Herrn Professor LANGEWIESCHE in Bünde gütigst übermittelt.

7. Mitteilung zur Umrißform von Celebes.

Von den Herren VON STAFF und AHLBURG.

Nach einer gemeinsamen Unterredung über die in dieser Zeitschrift von uns erörterte Streitfrage¹⁾ haben wir beschlossen, von einer weiteren gedruckten Aussprache abzusehen, nachdem wir uns überzeugt haben, daß die bisher von uns geäußerten Angriffe persönlicher Natur z. T. auf Mißverständnissen beruhen, die wir gegenseitig bedauern.

¹⁾ Diese Zeitschr. Bd. 63, 1911. Monatsber. S. 180 und S. 399.

Neueingänge der Bibliothek.

- AMPFERER, O., und W. HAMMER: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Mit 3 Tafeln und 50 Textbildern. S.-A. aus: Jahrb. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt 1911, Bd. 61, H. 3 u. 4. Wien 1911.
- V. ARTHABER, G.: Über Bewegungen der Schädelknochen (Streptostylie) bei fossilen Reptilien. Mitteilungen der Geolog. Gesellschaft, Wien III. 1910.
- Die Trias von Albanien. Mit 8 Tafeln und 10 Textfiguren. S.-A. aus: Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients, Bd. XXIV. Wien u. Leipzig 1911.
- BÁRDARSON, G. G.: Maerker efter Klima- og Niveauforandringer ved Húnaflói i Nord-Island. S.-A. aus: Saertryk af Vidensk. Meddel. fra den naturh. Foren. i Kobenhavn 1910.
- Traces of changes of climate and level at Húnaflói, Northern Iceland. S.-A. aus: Postglaziale Klimaveränderungen. Stockholm 1910.
- BÄRTLING, R.: Bericht über den menschlichen Schädel von Oberhausen. S.-A. aus: Zeitschrift für Ethnologie, H. 3 u. 4, 1911. Berlin 1911.
- CROOK, A. R.: The Training of Museum Curators. S.-A. aus: Proceedings of the American Association of Museums IV, 1910.
- DANNENBERG: Geologie der Steinkohlenlager, T. II. Berlin.
- FLIEGEL, G.: Die Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär im Niederrheinischen Tieflande. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 63, Monatsber. Nr. 11, 1911.
- Die niederrheinische Braunkohlenformation. S.-A. aus: Handbuch f. d. deutschen Braunkohlenbergbau. Halle 1912.
- GAGEL, C.: Neuere Fortschritte in der geologischen Erforschung Schleswig-Holsteins. Erweiterter und mit Zusätzen versehener Abdruck eines Aufsatzes aus der „Geologischen Rundschau“ 1911, Bd. II, H. 7. S.-A. aus: Schriften des Naturwissenschaftl. Vereins für Schleswig-Holstein, Bd. XV, H. 2.
- KRANZ, W.: Das Nördlinger Riesproblem. S.-A. aus: Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrhein. Geolog. Vereins, N. F. Bd. II, H. 1. Karlsruhe 1912.
- Das Alter der Sylvana-Schichten. S.-A. aus: Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrhein. Geolog. Vereins, N. F. Bd. II, H. 1. Karlsruhe 1912.
- KRAUSE, P. G.: Über Wellenfurchen im linksrheinischen Unterdevon. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 63, Monatsber. Nr. 4, 1911.
- Über unteren Lias von Borneo. S.-A. aus: Sammlungen des Geolog. Reichsmuseums in Leiden, Ser. I, Bd. IX. Leiden 1911.
- Über Öser in Ostpreußen. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1911, 32, T. 1, H. 1. Berlin 1911.
- KRUSCH, P.: Über die zukünftige Gestaltung des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbergbaues auf Grund der Lagerungsverhältnisse in den nördlichen, nur durch Bohrungen aufgeschlossenen Gebieten. S.-A. aus: Jahrbuch des Bankhauses Gebr. SERN, Dortmund.
- Über die Bedeutung der Geologie für die Praxis. S.-A. aus: Der Geologe 1911.
- Die Phosphatlagerstätten bei Es-Salt im Ost-Jordanlande. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XIX, H. 12. Berlin 1911.
- Über die Genesis des Stockheimer Steinkohlenflözes. S.-A. aus: Glückauf, Berg- und Hüttenmännische Zeitschrift, Nr. 41. Essen 1911.

- NÖEL, E.: Infiltrations et sources dans la Dorsale tunisienne. S.-A. aus: Bulletin des séances de la Société des sciences de Nancy. Sér. III, t. XII (1911), fasc. 3.
- PRAESENT, H.: Bau und Boden der Balearischen Inseln. Beiträge zur Landeskunde der Inselgruppe. S.-A. aus: XIII. Jahresbericht der Geograph. Gesellschaft. Greifswald 1911/12. Greifswald 1911.
- RECK, H.: 4. Bericht über die Ausgrabungen und Ergebnisse der Tendaguru-Expedition. (Grabungsperiode 1911.) S.-A. aus: Sitzungsberichte d. Gesellschaft Naturforschender Freunde, Berlin, Jahrg. 1911, Nr. 8.
- Die Geologie Islands in ihrer Bedeutung für Fragen der allgemeinen Geologie. S.-A. aus: Geolog. Rundschau, Bd. II, H. 5/6. Leipzig 1911.
- ROLLIER, L.: Les Faciès du Dogger ou Oolithique dans le Jura et les régions voisines. Mémoire, publié par la fondation Schnyder von Wartensee à Zurich. Zurich 1911.
- RUTTEN, L., und C. J. RUTTEN-PEKELHARING: De Omgeving der Balikpapan-Baai. S.-A. aus: Tijdschrift van het koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap, Ser. 2, XXVIII, 1911.
- SCHWERTSCHLAGER, J.: Das Auftreten von Wasserdampf bei vulkanischen Eruptionen. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1911, Nr. 24. Stuttgart 1911.
- STAHL, A. F.: Persien. Aus: Handbuch der regionalen Geologie. Herausgegeben von G. STEINMANN und O. WILCKENS, H. 8 (Bd. V, Abt. 6). Heidelberg 1911.
- WEBER, M.: Über Bildung von Flaserkalken. S.-A. aus: Geogn. Jahreshefte 1911, XXIV. München 1911.
- WEDEKIND, R.: Beiträge zur Kenntnis des Oberdevon am Nordrande des rechtsrheinischen Schiefergebirges. S.-A. aus: Nachrichten d. Kgl. Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathem.-physikal. Klasse. Göttingen 1911.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 3.

1912.

Protokoll der Sitzung vom 6. März 1912.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFTE.

Das Protokoll der vorigen* Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Der Vorsitzende macht Mitteilung vom Ableben des Mitgliedes Herrn MITZOPOULOS in Athen. Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr Dr. HANS PRAESENT, Assistent am geographischen Institut der Universität Greifswald, Langestr. 47, vorgeschlagen von den Herren FRIEDRICHSEN, JAEKEL und R. WILCKENS.

Die *Studiengesellschaft zur Untersuchung von Erzkommen* in Aachen, Hochstr. 11—15, vorgeschlagen von den Herren BEYSLAG, BÄRTLING und WAHNSCHAFTE.

Herr Dr. FRANZ RYBA, a. o. Professor an der k. k. Montan-Hochschule, Příbram, vorgeschlagen von den Herren WAHNSCHAFTE, EBERDT und BÄRTLING.

Die *Herzoglich Anhaltische Salzwerks-Direktion* an Stelle ihres Vorstehers, Herrn Oberbergrats GANTE.

Der *Naturwissenschaftliche Verein in Halberstadt* an Stelle seines Vorsitzenden, Herrn Professors WEDDE.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangenen Werke der Versammlung vor.

Herr E. HORN spricht über Die geologischen Aufschlüsse des Stadtparkes in Winterhude und des Elbtunnels*) und ihre Bedeutung für die Geschichte der Hamburger Gegend in postglazialer Zeit. (Mit 7 Textfiguren.)

In der Goldbeck-Niederung bei Winterhude, einem nördlichen Stadtteil von Hamburg, werden zur Anlage eines Teiches für einen Stadtpark große Ausschachtungen vorgenommen, die wichtige Aufschlüsse für die Geologie des Alluviums gebracht haben. In der 6—7 m über NN liegenden wannenförmigen Niederung, die im Osten, Norden und Westen von Diluvialhöhen von 19—26 m Meereshöhe vollständig umschlossen und nur nach Süden geöffnet ist, ist unter einer mächtigen Bedeckung von Sand eine Folge von See- und Moorablagerungen erschlossen worden. In dem Gebiet sind vorher zahlreiche Bohrungen niedergebracht worden, und durch diese Bohrungen sowie durch spätere Aufschlüsse ist erwiesen, daß der Geschiebemergel, der die umliegenden Höhen aufbaut, sich unter die wannenförmige Niederung senkt und in wechselnder Tiefe unter den Seeablagerungen liegt. Bei einigen Bohrungen liegt der Geschiebemergel in 6—8 m Tiefe unter dem Seemergel, bei anderen 10—15 m tiefen Bohrungen ist er unter dem Seemergel nicht mehr erreicht worden (vgl. die Profile Fig. 1 u. 2).

Die Seeablagerung besteht aus einem hellgrauen sehr kalkreichen Mergel, der erfüllt ist mit Schalen von Süßwasserconchylien, deren Bestimmung Herr H. MENZEL freundlichst übernommen hat. Stellenweise liegen an der oberen Grenze des Seemergels massenhaft Unioschalen, die alle mürbe und zerdrückt sind, so daß man keine ganzen Exemplare erhält. Der Seemergel ist 3—4 m, in einer Bohrung sogar über 8 m mächtig.

Über dem Seemergel liegt Torf und Moorerde, bis zu 3 m mächtig. Die Pflanzenreste des Torfes und des Süßwassermergels hat Herr Lehrer BEYLE in Hamburg eingehend nach Schichten untersucht. Der untersuchte Süßwassermergel und Torf waren je 1 m mächtig. Im Mergel wurden 5, im Torf 15 Proben genommen und von unten nach oben fortlaufend nummeriert. Das Ergebnis der Untersuchung war folgendes:

„Pflanzenreste finden sich schon in den tiefsten Schichten des Süßwassermergels. Außer den in ähnlichen Ablagerungen in der Regel vorhandenen Resten von *Nymphaea* und *Nuphar*

*) Die Veröffentlichung der genauen Beschreibung erfolgt im Jahrbuch der Hamburgischen wissenschaftlichen Anstalten.

verdienen *Najas major* und *Cladium mariscus*, sowie als Einschwemmlinge *Tilia platyphyllos* und *Picea excelsa* deshalb besondere Erwähnung, weil diese Pflanzen der heutigen Flora der Umgegend von Hamburg als endeme Formen nicht mehr angehören. Die höchste Schicht des Mergels war besonders reich an Pflanzenresten; eingeschwemmt fanden sich *Taxus baccata*, *Cucubalus baccifer* und *Acer spec.*

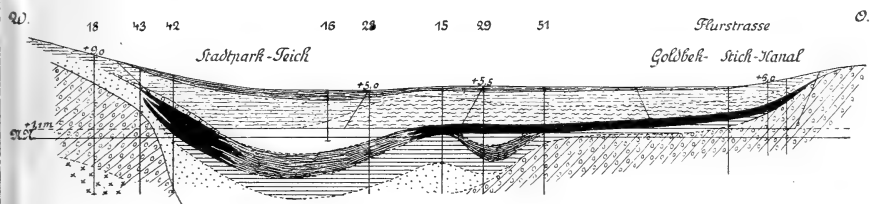


Fig. 1.

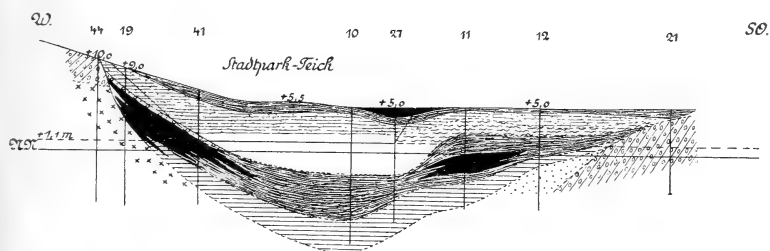


Fig. 2.

Fig. 1 u. 2. Geologisches Profil durch das Goldbecktal bei Winterhude. Maßstab der Längen ca. 1:20000. Maßstab der Höhen ca. 1:200.

Der Torf zeigt in charakteristischer Weise die Verlandung des Sees. Außer den Wasserpflanzen, unter denen *Najas flexilis* bemerkenswert ist, treten *Carex*-Arten und die Erle auf. Moose finden sich in zwei getrennten Schichten; *Camptothecium nitens* bildet eine dünne, *Hypnum giganteum* eine ca. 8 cm mächtige Lage. Die Fichte tritt zurück; dafür erscheint auffallenderweise *Abies pectinata* und in den höheren

Schichten *Pinus silvestris*. Die höchsten Lagen lassen eine deutliche Verarmung der Flora erkennen; es finden sich nur noch *Menyanthes trifoliata*, *Pinus silvestris* und *Rubus idaeus*.

Najas flexilis ist aus schwedischen Ablagerungen aus der Ancylus-Zeit bekannt; auch Funde in finnischen Mooren zeigen, daß diese Pflanze ehemals eine weitere Verbreitung hatte, als heutzutage.

Woher *Abies pectinata* zu uns eingewandert ist, hat sich bis jetzt nicht feststellen lassen; sie ist weder in Holland, noch in England gefunden worden.“

	Süßwasser- mergel					Torf														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
<i>Taxus baccata</i> . . .	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Abies pectinata</i> . . .	—	—	—	—	+	+	+	—	—	—	—	—	+	+	—	+	—	—	—	—
<i>Picea excelsa</i> . . .	—	—	—	—	+	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Pinus silvestris</i> . . .	—	—	—	—	+	+	+	+	—	—	—	—	—	—	—	+	+	—	+	+
Abietineen . . .	—	—	—	—	+	+	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Sparganium</i> sp. . .	—	—	—	—	+	+	+	+	—	—	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—
<i>Potamogeton</i> sp. . .	—	—	—	—	+	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Najas major</i> . . .	+	+	+	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Najas flexilis</i> . . .	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Stratiotes aloides</i> . . .	—	—	—	—	+	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Cladium mariscus</i> . . .	+	—	+	—	—	—	—	+	—	—	+	+	—	—	+	—	—	—	—	—
<i>Scirpus lacustris</i> . . .	—	—	—	+	+	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Scirpus</i> sp. . . .	—	—	—	—	+	+	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—
<i>Carex</i> sp.	—	—	—	—	+	+	+	+	—	+	+	+	+	+	+	+	+	—	+	—
<i>Carpinus betulus</i> . . .	+	+	+	+	+	+	+	—	—	+	+	+	—	+	—	+	—	—	—	—
<i>Betula alba</i>	—	—	—	—	—	—	+	+	—	+	+	+	+	+	+	+	+	—	—	—
<i>Alnus glutinosa</i> . . .	—	—	—	—	+	—	—	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	—	—	—
<i>Moehringia trinervis</i> . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—
<i>Cucubalus baccifer</i> . . .	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—
<i>Caryophyllaceae</i> . . .	—	—	—	—	—	+	+	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Nuphar luteum</i> . . .	—	+	+	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Nymphaea alba</i> . . .	—	+	+	—	+	+	+	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ceratophyllum demersum</i> . . .	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ranunculus repens</i> . . .	—	—	—	—	+	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Rubus idaeus</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+
<i>Acer</i>	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Tilia platyphyllos</i> . . .	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Tilia ulmifolia</i>	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ilex aquifolia</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Menyanthes trifoliata</i> . . .	—	—	—	—	+	—	+	+	—	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Lycopus europaeus</i> . . .	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Sambucus</i> sp.	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Characeen	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Camptothecium nitens</i> . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Hypnum giganteum</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Cenococcum geophilum</i> . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	+	—	—	—

Der Torf zeigt sehr interessante Lagerungsverhältnisse. Er ist mit dem darüberliegenden Sande merkwürdig gestaucht und verfaltet (vgl. Fig. 3—5). Die Stauchung der Sande hört an einer bestimmten Grenze, die in weiter Ausdehnung durch eine tonige, mit vielen Feuersteinsplittern und Kieseln erfüllte Schicht gebildet wird, auf, und darüber legen sich mehr oder weniger horizontal geschichtete Sande (vgl. Fig. 6). Die gesamte Mächtigkeit der Sande schwankt zwischen 2 und 7 m. Am Fuß der westlichen ziemlich steilen Höhe lag über dem Torf eine Schicht mit vielen faust- bis kindskopfgroßen Steinen,

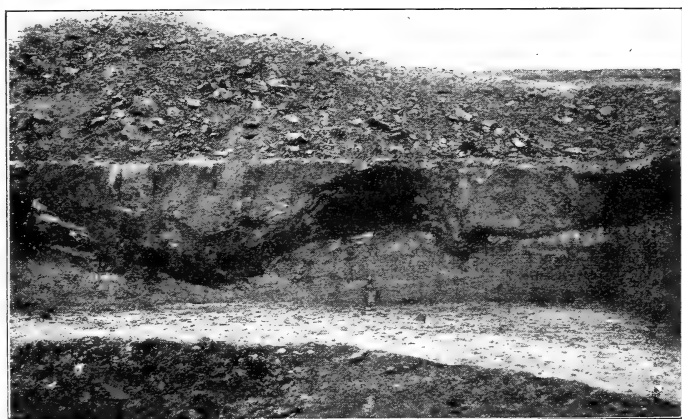


Fig. 3.

Einsackungen des hangenden Sandes in den Torf,
darunter Süßwassermergel (dünn geschichtet).

(Der Handspaten in der Mitte des Bildes ist 28 cm lang und 9 cm breit.)

die mehrere windgeschliffene Geschiebe, darunter einen großen Dreikanter enthielt. In einiger Entfernung davon sind schräggeschichtete, gleichkörnige, steinfreie Dünenansande über dem Torf aufgeschlossen worden.

Die eigenartigen Lagerungsverhältnisse des Torfes sind nicht etwa als Glazialstauchungen aufzufassen — dazu sind sie viel zu klein —, sondern nur darauf zurückzuführen, daß während der Aufschüttung des Sandes der Torf allmählich zusammengedrückt wurde, indem das darin enthaltene Wasser und die bei der Zersetzung der Pflanzensubstanz sich bildenden Gase entwichen und der Sand ungleichmäßig nachsackte. An

einigen Stellen, wo die Torfschicht sehr dünn war, ist sie von dem niederdrückenden Sande vollständig beiseite gepreßt worden, so daß der Sand bis auf den Seemergel hinabreicht (vgl. Fig. 3). Hier liegt dann unter dem Sand eine wenige Zentimeter starke Partie von Sapropelkalk, der sich in frischem Zustande gummiartig anfühlt und wahrscheinlich dadurch entstanden ist, daß die unter dem Sand liegenden obersten Partien des an Pflanzenresten sehr reichen Seemergels z. T. ausgelaugt



Fig. 4.
Profil der Winterhuder Schichten.

sind. Es konnte jedenfalls keine durchgehende Sapropelschicht zwischen Mergel und Torf beobachtet werden.

Anfänglich war mir die Stellung der Schichten, ob postglazial oder interglazial, zweifelhaft. Nachdem ich aber nach den Bohrungen Profile konstruiert und während des Fortganges der Arbeiten die Aufschlüsse häufig besucht habe, steht für mich fest, daß die Schichten postglazial sind.

Überall, wo die See- und Torfablagerungen sich den Diluvialhöhen nähern, steigen sie bis dicht unter Tage an und keilen sich aus, und an zwei Stellen, am Ostrande und am Westrande der Senke, ist die Auflagerung des Torfes bzw.



Zwischenschicht b Torf, oben mulmig, a Süßwassermerkmal.
 c Sand, horizontal geschichtet, e Sand mit tonig-kiesigen Partien und humoser

einigen Stellen, wo die Torfschicht sehr dünn war, ist sie von dem niederdrückenden Sande vollständig beiseite gepreßt worden, so daß der Sand bis auf den Seemergel hinabreicht (vgl. Fig. 3). Hier liegt dann unter dem Sand eine wenige Zentimeter starke Partie von Sapropelkalk, der sich in frischem Zustande gummiartig anfühlt und wahrscheinlich dadurch entstanden ist, daß die unter dem Sand liegenden obersten Partien des an Pflanzenresten sehr reichen Seemergels z. T. ausgelaugt

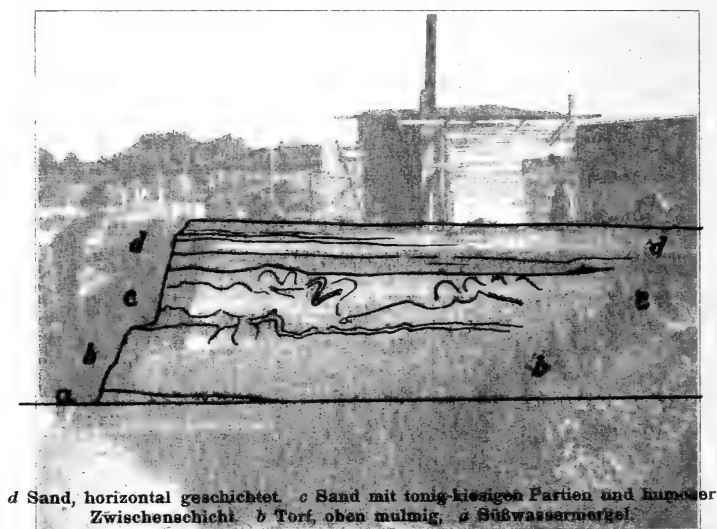


Fig. 4.
Profil der Winterhuder Schichten.

sind. Es konnte jedenfalls keine durchgehende Sapropelschicht zwischen Mergel und Torf beobachtet werden.

Anfänglich war mir die Stellung der Schichten, ob postglazial oder interglazial, zweifelhaft. Nachdem ich aber nach Bohrungen Profile konstruiert und während des Fortganges der Arbeiten die Aufschlüsse häufig besucht habe, steht für mich fest, daß die Schichten postglazial sind.

Wo die See- und Torfablagerungen sich den Diluvialhöhen nähern, steigen sie bis dicht unter Tage an und keilen sich aus, und an zwei Stellen, am Ostrande und am Westrande der Senke, ist die Auflagerung des Torfes bzw.

des Torfes und Süßwassermergels auf Geschiebemergel und Diluvialsand zu beobachten (vgl. Fig. 7). Auf den Schichten aber liegt weder Geschiebemergel noch irgend etwas, was als Überrest eines solchen angesehen werden könnte.

Da durch die nach Süden geöffnete, wannenförmige Niederung kein größeres Gewässer hindurchgeflossen ist, so können die Sandmassen nur durch Abschwemmung von den umgebenden Diluvialhöhen in postglazialer Zeit auf den Torf gelangt sein. Denken wir uns also die stellenweise über

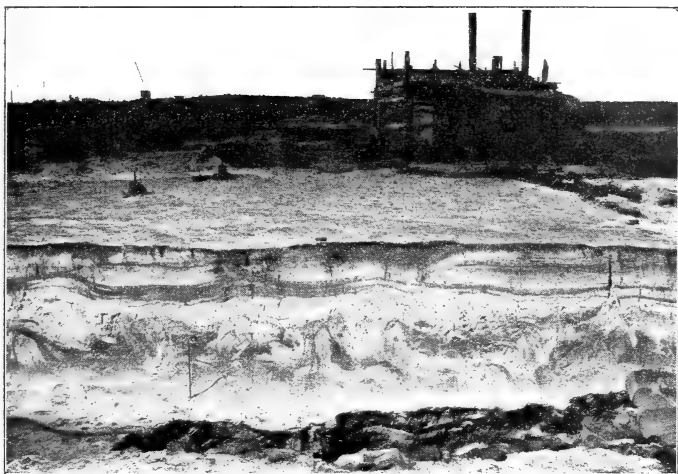


Fig. 5.

Durch Sackung entstandene Störungen im Sand über dem Torf, darüber horizontal geschichteter Sand.

10 m mächtigen alluvialen Ablagerungen auf diese Höhen zurückversetzt, so kommen wir zu ganz bedeutend größeren Höhenunterschieden im Anfang der Alluvialzeit. Während die Höhenunterschiede jetzt im Maximum 20 m betragen, müssen sie nach dem Rückzuge des Eises etwa doppelt so groß gewesen sein. Unter solchen Verhältnissen wird es auch verständlich, wie Kies und sogar kindskopfgroße Steine auf den Rand des Torflagers geschwemmt, und die See- und Torfablagerungen mit so mächtigen Sandmassen überdeckt werden konnten.

Eine ganz entsprechende Ablagerung von Torf und darunter liegendem Süßwassermergel ist in dem oberen Isebeck-

tal, einem westlichen Nebental der Alster, beim Bau der Untergrundbahn unter der Fruchtallee aufgedeckt worden. Hier ist der Torf aber entweder garnicht oder nur von einer dünnen Sandschicht bedeckt.

Die analogen Lagerungsverhältnisse bei den Torflagern vom Kuhgrund bei Lauenburg und von Schulau drängen einem den Schluß auf, daß es sich hier ebenfalls um postglaziale und nicht um interglaziale Bildungen handelt, trotz *Brasenia* und *Picea excelsa*.

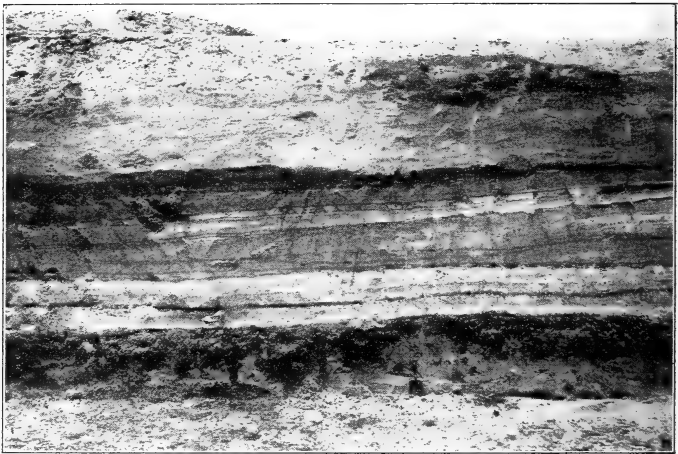


Fig. 6.

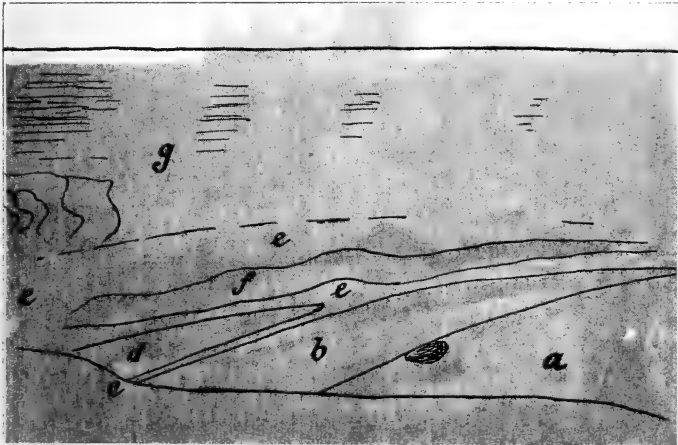
Horizontal geschichteter Sand, darunter die dunkle tonige Kiesschicht, welche die gestörten Sande nach oben abschließt und taschenförmig in sie hineingreift. Der Torf liegt ca. 2 m tiefer.

Die geologischen Verhältnisse des Elbtunnels ergeben sich leicht aus dem Profil.

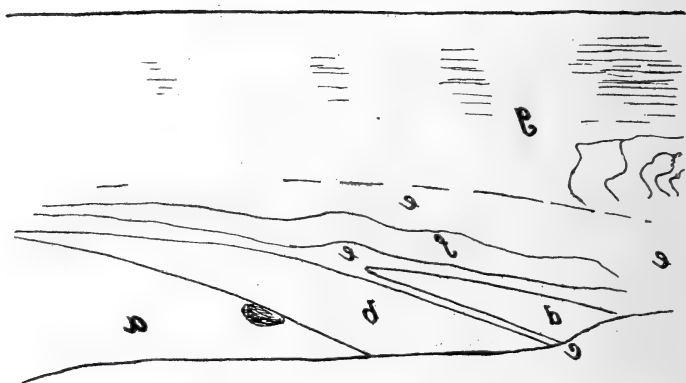
Der Nordschacht bei der St. Pauli-Landungsbrücke hat unter aufgeschüttetem Boden zuerst 10—11 m Geschiebemergel mit einigen Sandlinsen angetroffen und darunter in ca. 9—10 m unter NN den obermiocänen Glimmerton. Dieser war oben stark zerklüftet und von Spalten durchsetzt, welche mit Diluvialmaterial erfüllt waren. In den oberen 6—8 m war er sehr fossilreich, wurde aber nach unten fossilarm. (Der Schacht reicht bis zu einer Tiefe von — 23,5 m unter NN.) In der reichen Fauna konnten 140 Arten, meist bekannte

Formen des Glimmertons, festgestellt werden, darunter 30 Foraminiferenarten, deren Bestimmung Herr A. FRANKE in Dortmund freundlichst ausgeführt hat. Der Glimmerton setzt vom Schacht aus noch über 130 m nach Süden unter der Elbe fort und verschwindet hier unter Sand und Kies des Elbtales mit einer ca. 20° geneigten Böschung, die in den beiden parallelen Tunneln aufgeschlossen wurde.

Der Südschacht auf Steinwälder hat weder Tertiär noch Diluvium angetroffen, sondern ist ganz und gar bis zu einer



a Geschiebemergel. *b* Sand. *c* Dargschicht unter *d*. *d* Süßwassermergel.
e Torf. *f* Sandeinlagerung im Torf. *g* Sand über dem Torf.



a Geschiebemergel. b Sand. c Darfschicht unter d. d Süßwassermergel.
e Torf. f Sandeinsagerung im Torf. g Sand über dem Torf.

Formen des Glimmertons, festgestellt werden, darunter 30 Foraminiferenarten, deren Bestimmung Herr A. FRANKE in Dortmund freundlichst ausgeführt hat. Der Glimmerton setzt vom Schacht aus noch über 130 m nach Süden unter der Elbe fort und verschwindet hier unter Sand und Kies des Elbtales mit einer ca. 20° geneigten Böschung, die in den beiden parallelen Tunneln aufgeschlossen wurde.

Der Südschacht auf Steinwärdor hat weder Tertiär noch Diluvium angetroffen, sondern ist ganz und gar bis zu einer

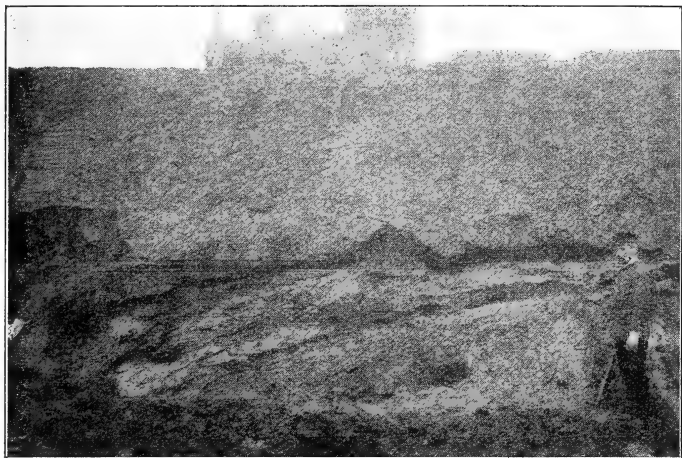


Fig. 7.

Profil am Ostufer des alten Winterhuder Sees.

Tiefe von — 23,5 m im Alluvium stehen geblieben. Er durchsank zuerst unter 5 m aufgeschüttetem Boden eine 4—5 m dicke Schlickschicht, darunter folgte bis zu einer Tiefe von — 12 m eine 8,5 bis 9,5 m mächtige Sandschicht, die Holzreste und einige Knochen enthielt. Darunter liegt eine 1—2 m dicke Schicht von grobem Sand und Kies, die in der Decke der beiden Tunnel mehrfach wieder angetroffen wurde. Diese Kiesschicht hat im Schacht aus — 12 und — 13 m Tiefe eine Reihe menschlicher Artefakte geliefert. Es sind zwei schöne Hirschhornhaken, eine bearbeitete Hirschgeweihstange und zwei bearbeitete Hirschgeweihsprossen. Unter der Kiesschicht folgen wieder feine und grobe Sande, welche deutlich in Bänke gesondert sind. Sie sind durch die Bohrungen noch

unter der Sohle des Schachtes bis — 25 m nachgewiesen, ohne durchsunken zu sein. Daß diese Sande mit der Kies-schicht auch noch zum Alluvium gehören, beweisen die darin gemachten Funde. In — 15,5 m Tiefe lag ein abgerollter Unterkiefer von Hirsch und in — 21,5 m eine deutlich bearbeitete unmittelbar oberhalb der Mittelsprosse durchgeschnittene Hirschgeweihstange.

In dieser Sandschicht unter dem Kies verlaufen die beiden parallelen Tunnel. Mitten unter dem Elbbett wurde in der Decke über einer dünnen Kiesschicht Elbschlick angetroffen, der wie in einer Wanne mitten unter dem jetzigen Elbbett liegt und bei 10 m maximaler Mächtigkeit bis zu — 19 m Tiefe hinabreicht. An der oberen Grenze der Kies-schicht, unmittelbar unter dem Schlick, mehrere Meter von der Tertiärböschung entfernt sind im Osttunnel zwei Schädel-fragmente gefunden worden:

in — 16,5 m Tiefe das Schädeldach eines Menschen, von dem beim Herausgraben leider das Stirnbein zerstört worden und verloren gegangen ist, und

in — 15,5 m Tiefe das Hinterhaupt eines kleinen Waals, des Schwertfisches *Orca gladiator*, der jetzt noch häufig im nördlichen Atlantischen Ozean vorkommt. Beide Schädel haben nach Angabe des Herrn HINKE so an der oberen Grenze der Kiesschicht gelegen, daß sie in den Schlick hineinragten.

Erwähnenswert sind noch die Verhältnisse der Auflagerung des Alluviums auf der Tertiärböschung im Tunnel. Auf der ca. 20° geneigten Oberfläche des Glimmertons liegt eine Schicht von grobem Kies, die Gerölle von Geschiebemergel enthält, wie sie jetzt an dem aus Geschiebemergel bestehenden Schulauer Steilufer unter dem Einfluß der Wellen entstehen.

Von besonderer Wichtigkeit war nun die Frage nach dem Verbleiben des Glimmertons unter dem Elbtal. Früher war die Ansicht herrschend, daß das Tertiär unter dem Elbtal sehr tief läge, da WIEBEL und auch GOTTSCHKE noch den Glimmertons vielfach für unterdiluvialen Ton gehalten haben. Das hat sich nach den neueren Bohrungen nicht bewahrheitet.

Die Oberfläche des Glimmertons liegt vielmehr nach der Absenkung im Elbtunnel von etwas über 20 m unter Steinwärdern in weiter Ausdehnung fast horizontal in 23—25 m Tiefe, sinkt allerdings unter Neuhoof bis auf 100 m Tiefe ab, hebt sich aber schon unter Wilhelmsburg bis auf 40 m empor und steigt nach Harburg zu weiter an, bis sie unter dem Geestrande beim Hauptbahnhof von Harburg ungefähr bei Normal-Null liegt.

Die 100 m tiefe und höchstens 4 km breite Einsenkung im Glimmerton in der Mitte des Elbtales scheint nach den Bohrungen Wilhelmsburg I, Neuhoof und Kaiser Wilhelmshafen mit Diluvium, hauptsächlich mit Geschiebemergel, von 5—14 m ausgekleidet zu sein und ist erfüllt mit über 70 m mächtigen feinen Sanden. Diese Sande halte ich für spätglazial. Sie sind in der Zeit gebildet, als der Rand des Inlandeises sich bereits nördlich vom Elbtal befand, und das Eis sich in das Ostseebecken zurückzog. Es muß also am Schluß der Eiszeit eine regionale Senkung des Landes von mindestens 100 m stattgefunden haben.

Von den jetzigen Rändern des 9—10 km breiten Tales dehnt sich zu beiden Seiten je eine breite Terrasse in der Tiefe von 20—25 m aus, von denen die nördliche etwa 2, die südliche etwa 4 km breit zu sein scheint. Der Strom scheint also während einer sehr langen Stillstandslage des Landes seine beiden Talränder, die ursprünglich die 4 km breite Rinne unter Neuhoof begrenzten, zurückgedrängt zu haben, ohne daß er wesentlich in die Tiefe erodierte oder ablagerte.

Erst während einer späteren Senkung von 25—30 m sind die Sande und Kiese mit den Artefakten des Elbtunnels abgelagert worden. In dieser Zeit entstand auch die im Elbtunnel angetroffene Tertiärböschung als Resultierende aus der Abtragung des Geestrandes und der Senkung. Am Schluß der Senkung war das Meer in die Elbmündung bis Hamburg hinauf vorgedrungen und lagerte den kalkhaltigen Schlick mit marinen Muscheln ab. Dieser Salzwasserschlick in der Elbmündung entspricht der Litorinazeit in der Ostsee, und die darunter liegenden Sande mit den Artefakten und Baumresten der Litorinansenkung.

Die Aufschlüsse des Elbtunnels und von Winterhude haben also ergeben, daß bei Hamburg in alluvialer Zeit ganz ungewöhnlich mächtige Aufschüttungen stattgefunden haben. Daß diese Aufschüttungen in ursächlichem Zusammenhang stehen, wird bewiesen durch einige Bohrungen im unteren Alstertale in der Altstadt von Hamburg. Hier reichen die alluvialen Ablagerungen mindestens bis zu 20—24,5 m unter NN. hinab.

Die mächtigen Aufschüttungen im Elbtal haben also auf die Nebentäler rückstauend gewirkt und hier Ablagerungen von ähnlicher Mächtigkeit veranlaßt. Auffällig ist, daß im unteren Alstertal fast durchgehend in 6—7 m unter feinem Sand gröberer Sand bis Kies angetroffen wird. Es liegt also nahe, die Kiesschicht im Elbtal bei —12—14 m mit der im

Alstertal bei —6—7 m zu parallelisieren, und hiermit würde auch die tonige Kiesschicht, die die gestauchten Sande in Winterhude abschließt, in Einklang stehen. Die Ursache sehe ich in einer Unterbrechung des Senkungsprozesses und einer dadurch bedingten teilweisen Abtragung und Auswaschung der vorher abgelagerten Sande, wobei das gröbere Material liegen geblieben ist. Die Bildungen des Elbtals und von Winterhude seien versuchsweise in folgendem Schema nebeneinander gestellt.

		Elbtal	Winterhude	
Litorina-Zeit	Marine Periode	Schlick mit marinen Conchylien	Sand	horizontal geschichtet Dünen
	Senkung (ca. 30 m)	Sand Unterbrechung; Kies mit Artefakten Sand	Sand Tonige Kiesschicht Sand; Zusammenpressung des Torfes	
Ancyclus-Zeit		Erweiterung des Tales; Terrassen bei — 25 m	Torf	
Yoldia-Zeit Spätglazialzeit		Sand (70 m) Senkung Land + 100 m höher		
			Seemergel	
			Sand	

Verfolgt man die Ablagerungen der Elbe von Hamburg oder besser von der Mündung aus aufwärts, so stößt man auf dieselben Verhältnisse. Die jüngste Bildung des Elbtalalluviums ist überall der Schlick. Er ist an der Mündung bei Cuxhaven 20—25 m, bei Brunsbüttel 20—22 m mächtig, enthält marine Muscheln und wird unterlagert von fluviatilen Sanden mit Holzresten. In den neuen Schleusengruben bei Brunsbüttel ist nach W. WOLFF folgendes Profil aufgeschlossen:

„bis —20 m unter NN. muschelreicher junger Seeschlick, bei —20,5 m stellenweise eine Dargschicht mit vielen Weidenblättern und einem alten Waldboden als Basis. Auch sind in dieser Tiefe viele Stämme, besonders von Eichen gefunden worden. Darunter liegt bis etwa —26 m deutlicher Flußsand.“

Auch bei Hamburg kommen in den unteren Lagen des Schlicks noch marine Muscheln vor. Er ist aber hier in der Regel nur 4—5 m dick. Darunter folgen mindestens 20 m fluviatile Sande mit Holzresten. Bei den neuen großen Hafen-

bauten auf Waltershof-Griesenwälder ist unter dem Schlick eine mächtige Torfschicht erschlossen worden.

Oberhalb von Hamburg ist der Schlick in der Regel weniger mächtig, aber er breitet sich als zusammenhängende Decke im ganzen Elbtal bis oberhalb Magdeburg aus. Bei Magdeburg ist die Schlickschicht nach WAHNSCHAFTE 1—2 m, an der Elbbrücke sogar 3,5 m mächtig. Darunter liegen Sande und Grande, in welchen große Eichenstämme gefunden worden sind, und die WAHNSCHAFTE deshalb zum Alluvium rechnet, während SCHREIBER sie mit Unrecht ins Diluvium gestellt hat. Diese Sande sind offenbar nichts anderes als die Sande unter dem Schlick im Elbtunnel und in der Schleusengrube bei Brunsbüttel. Aus den Tälern der Bode und Wipper hat KEILHACK 1—4 m mächtige „Hochflutschlammablagerungen“ beschrieben. Leider ist über die Mächtigkeit der Sande noch zu wenig bekannt, als daß man mit Hilfe ihrer unteren Grenze einen Schluß auf die Tiefe und das ehemalige Gefälle des Elbtales ziehen könnte. Es läßt sich aber mit Sicherheit soviel erkennen, daß die mächtigen Aufschüttungen im unteren Elbtal bis weit oberhalb von Magdeburg und sicher auch in die Nebentäler (Havel und Spree) hinein, ihre rückstauende Wirkung ausgeübt haben.

Da sich im unteren Elbtal einst die gesamten Wasserläufe Norddeutschlands sammelten, und die Elbe auch heute noch sein bedeutendster Strom ist, so liegt im unteren Elbtal der Schlüssel für das Verständnis des Alluviums der norddeutschen Flußtäler überhaupt.

Für die Förderung der Arbeit bin ich einigen Herren zu besonderem Danke verpflichtet.

Herrn GÜRICH bin ich sehr dankbar dafür, daß er mir die Bearbeitung der Ausschachtungen im Hamburger Gebiet übertragen und alle Hilfsmittel zur Bearbeitung in freundlichster Weise zur Verfügung gestellt hat. Ihm sowohl wie Herrn W. WOLFF verdanke ich manche Belehrung und Anregung auf Exkursionen und gemeinsamen Begehungen der Winterhuder Aufschlüsse.

Herr KOCH, der die Hamburger Bohrungen bearbeitet, hat mir bei der Zusammenstellung der Bohrprofile bereitwilligst geholfen. Herr A. FRANKE in Dortmund hat die Bestimmung der Foraminiferen des Glimmertons freundlichst ausgeführt, während Herr H. MENZEL die Bearbeitung der Conchylien des Süßwassermergels und Herr BEYLE in Hamburg die des Torfes von Winterhude übernommen haben. Allen diesen Herren spreche ich meinen besten Dank aus.

Zur Diskussion sprechen die Herren MENZEL über die Fauna der Ablagerungen, ferner die Herren KOERT, GAGEL, W. WOLFF und der Vortragende.

Herr MENZEL führte über die Conchylienfauna von Winterhude folgendes aus:

Es ist mir im vorigen Sommer vergönnt gewesen, die interessanten Aufschlüsse bei Winterhude selbst zu besichtigen und an Ort und Stelle Aufsammlungen vorzunehmen. Außerdem hat Herr HORN mir sein gesamtes Material an Conchylien zur Bestimmung und Bearbeitung freundlichst überlassen. Ich sehe mich veranlaßt, an dieser Stelle kurz über die bisherigen Ergebnisse dieser Bearbeitung zu berichten.

Es fanden sich folgende Arten:

1. *Helix (Tachea) nemoralis* L.
2. *Limnaea (Limnus) stagnalis* L.
3. - (*Gulnaria*) *ovata* DRP.
4. - - *lagotis* SCHRENK.
5. - - *auricularia* L.
6. - - cf. *mucronata* HELD.
subvar. *Bartolomea* CL.

(Eine höchst eigenartige Form der *Gulnaria*-Gruppe, die mir noch am meisten Ähnlichkeit mit der von CLESSIN beschriebenen Form zu haben scheint).

7. *Planorbis (Coretus) corneus* L.
8. - (*Tropidiscus*) *umbilicatus* MÜLL.
9. - - *carinatus* MÜLL.,
var. *dubius* HARTM.
10. - (*Gyrorbis*) *rotundatus* POIRET.
11. - (*Gyraulus*) *deformis* HARTM.
12. - - *albus* MÜLL.
und var. *cinctatus* WEST.
(oder *stelmachoeitius* BOURG).
13. - - *gredleri* Bz.
14. - - *socius* WEST.
15. - - *crista* L.
16. - (*Hippeutis*) *complanatus* L.
17. *Velletia lacustris* L.
18. *Valvata (Cincinna) piscinalis* MÜLL.
19. - - *fluviatilis* COLBEAU.
20. - - *obtusa* STUD.
21. - - *antiqua* SOW.

22. *Paludina*? (Einige Bruchstücke, die vermutlich zu einer dünnchaligen Paludine gehören).
23. *Bythinia tentaculata* L.
24. *Belgrandia* cf. *germanica* CL.
25. *Unio* sp.
26. *Pisidium* sp.

Unter diesen Arten ist zunächst keine einzige, die für ein kaltes, glaziales, Klima sprechen könnte. Dagegen finden sich eine ganze Reihe Zeugen durchaus gemäßigter klimatischer Verhältnisse. Zu diesen rechne ich einmal *Planorbis umbilicatus*, *carinatus* und *rotundatus* sowie *Bythinia tentaculata*, die in großer Menge auftritt. Die wärmsten Elemente der Fauna sind *Planorbis corneus* und *Belgrandia* cf. *germanica*. Die letztere ist noch in einer anderen Hinsicht von Bedeutung. Es ist eine Art, die bei uns sicher, vielleicht aber sogar überhaupt ganz erloschen ist, deren nächste Verwandte indessen in Frankreich, Italien und den übrigen Mittelmeerländern heimisch sind. Fossil hat sie sich in Deutschland schon mehrfach gefunden, und zwar einmal in größter Anzahl und weiter Verbreitung in den diluvialen Tuffkalken der Gegend von Weimar, Taubach, Burgtonna, Mühlhausen usw., also in der „Taubacher Stufe“ und zum andern bei Phoebe und Klinge in den dort aufgeschlossenen torfigen Ablagerungen der jüngeren Interglazialzeit. Sie würde also vor allem auf ein diluviales (jung interglaziales) Alter der Winterhuder Schichten hinweisen.

Von Interesse sind weiterhin noch die Formen aus der Gruppe des *Plan. albus* (*Gyraulus deformis*, *G. albus* var. *cinctus* (oder *stelmachotius*) und *G. socius*. Es sind das Formen, die lebend meist ziemlich selten gefunden werden. *G. deformis* ist fast nur aus den Alpenseen bekannt geworden, *G. socius* nur aus dem südlichen Schweden. Fossil findet sich die Gruppe gar nicht selten, vor allem ebenfalls in Ablagerungen der letzten Interglazialzeit. Ich kenne sie vor allem aus einem diluvialen Kalklager von Armsen in der Lüneburger Heide, sodann auch wieder von Phoebe. Sie fanden sich z. B. auch in den von WEBER beschriebenen interglazialen Torf- und Wiesenkalablagerungen von Lütjen-Bornholt am Kaiser-Wilhelm-Kanal. STEUSLOFF¹⁾ führt diese Planorben-Gruppe fossil aus jungalluvialen Moorerdebildungen und Wiesenkalken, sowie lebend aus mehreren Seen Mecklenburgs an. Mir sind *Gyraulus albus*-Verwandte lebend, z. B. aus der Madue in Pommern

¹⁾ STEUSLOFF: Beiträge zur Fauna und Flora des Quartärs in Mecklenburg. Arch. d. Ver. d. F. d. Naturgesch. in Meckl. Bd. 65, 1911.

bekannt. In den conchylienführenden Praelitorinabildungen, die ich vom Kaiser-Wilhelm-Kanal, aus Pommern und der Berliner Gegend untersuchen konnte, habe ich Formen der *albus*-Verwandtschaft nicht angetroffen.

Wenn ich, ohne auf die Lagerungsverhältnisse einzugehen, lediglich auf Grund der Fauna ein Urteil abgeben soll, so komme ich zu folgendem Ergebnis:

1. Die conchylienführenden Schichten von Winterhude müssen sich zu einer Zeit mit gemäßigtem Klima gebildet haben, da in ihnen wirklich nordische Formen ganz fehlen, eine Anzahl Formen, die durchaus kälteres, arktisches und subarktisches Klima meiden, dagegen häufig vorkommen.
2. Das Auftreten der *Belgrandia* weist auf ein diluviales Alter hin, denn diese Art findet sich in Deutschland nirgends postglazial oder lebend, tritt dagegen mehrfach in jungdiluvialen, dem Interglazial II angehörigen Ablagerungen auf. Auf die Verwandtschaft mit diesen Ablagerungen deutet auch das häufige Vorkommen der *Planorbis albus*-Verwandten hin.
3. Die bisher bekannt gewordenen Conchylienfaunen der Yoldia- und Ancyluszeit im nördlichen Deutschland zeigen keine Ähnlichkeit mit der Winterhuder Fauna.

Ich muß es weiteren Untersuchungen überlassen, wie die Deutung der allerdings etwas auffälligen Lagerungsverhältnisse durch Herrn HORN sich mit diesem klaren und eindeutigen Befund der Fossiluntersuchung wird vereinbaren lassen.

In der Diskussion bemerkte Herr KOERT, daß Herr GAGEL und er am 15. September v. J. den Aufschluß im Volkspark bei Winterhude eingehend besichtigt hätten und zu einer erheblich anderen Auffassung der dortigen Schichten gelangt seien als Herr HORN.

In der Westwand (südlicher Teil) des dort angelegten Seebeckens ließ sich damals von oben an folgendes Schichtenprofil beobachten:

- etwa 0,75 m z. T. feiner, z. T. kiesiger Sand
- 0,50 m Grundmoräne in Gestalt von lehmigem Sand und Kies mit faustgroßen Geschieben, z. T. mit Schlieren von Torf, Ton und Sand, stellenweise ist eine aus Torf, Sand und Geschieben zusammengeknetete Lokalmoräne entstanden
- 0,50 m Torfscholle
- 1,20 m Sande mit Streifen von strukturlosem Humus
- 1,50 m wohlgeschichtete Sande und schließlich das primäre Torfflöz im Wasserspiegel.

Während der Torf des primären Flözes von hellbrauner Farbe war und die einzelnen Pflanzenreste noch durchaus deutlich erkennen ließ, führten die höheren Schichten nur strukturlosen schwarzen Humus.

Auf der Nordseite des Seebeckens war ungefähr in der Mitte das primäre Torfflöz bis auf ganz geringe Reste abgetragen, und seine hier sichtbare Unterlage, nämlich ein feinsandiger, etwas faulschlammhaltiger Seekalk gestaucht. Über dem Torf bzw. dem Seekalk lagen hier 2,5—3 m z. T. schön gestauchte lehmig-kiesige Sande mit Schmitzen und Schweifen von strukturlosem Torf.

An der Ostseite wies das Seebecken damals eine Ausbuchtung auf, in deren Steilwand wir sandig-kiesiges Diluvium in mehr als 1 m tiefen Taschen in den primären Torf bis etwa 0,5 m über dem Seekalk eingreifen sahen. Nach Norden zu beobachteten wir sogar eine überkippte Falte von tonstreifigen Sanden! Die hangendsten Sandschichten wiesen hier sehr deutlich die Ortsteinbildung auf.

Von der Südseite endlich, da, wo der Kanal in eine Ausackung des Seebeckens mündet, stammt die auf S. 149 wiedergegebene Skizze, welche Herr GAGEL nach der Natur gezeichnet hat und welche die starken Stauchungen und Schweißbildungen des Ton- und Torfstreifen führenden Sandes und Kieses veranschaulichen soll.

Wir sind zu der Ansicht gekommen, daß alle die erwähnten Erscheinungen, also die starken Stauchungen des Torfes und des Seekalkes, die stellenweis beträchtliche Abtragung des Torflagers, die Bildung der Torfschollen und der Streifen von Ton und strukturlosem Humus, die offenbar aus dem Torf und Seekalk des Lagers durch Aufarbeitung und Verwitterung hervorgegangen sind, als Wirkungen des Landeises zu gelten haben, welches die Winterhuder Ablagerungen überschritten hat, und wir erblicken in den oben geschilderten Resten von Grund- und Lokalmoräne deutliche Ablagerungen dieses Landeises. Wir können nicht zugeben, daß es die Last des Sandes gewesen sei, welche die Torfschichten stellenweise, besonders in ihren oberen Teilen verdrückt und zerrissen habe, wie das W. WOLFF¹⁾ neuerdings von dem versunkenen Moor von Winterhude behauptet hat und wie auch Herr HORN in seinem Vortrage annimmt. Denn man kann sich schwerlich eine Emporpressung eines Torfmoors nebst seiner Unterlage

¹⁾ Überblick über die geologische Entwicklung Schleswig-Holsteins in der Quartärperiode. Jahrg. XXII, Heft 1 der „Heimat“, S. 7.

vorstellen, sobald sich erst einmal über das ganze Moor eine mehrere Meter mächtige Decke von Sedimenten ausgebreitet hat, aber, selbst wenn man die Möglichkeit vertikaler Bewegungen infolge ungleichmäßiger Mächtigkeit der Deckschichten zugiebt, wie soll man sich die horizontalen Verschiebungen erklären, welche sich bei Winterhude in der Herausbildung von Schweifen und in überkippten Falten verraten? Nimmt man aber an, wie es Herr HORN anscheinend will, daß diese Lagerungsstörungen zustande gekommen seien durch einseitige Belastung des Moores, nämlich durch Einschwemmung von Sand und Kies, welche in postglazialer Zeit von den umgebenden Höhen herab in das vertorfte Seebecken erfolgt sei, so stehen dem alle Erfahrungen der Flachlandsgeologen entgegen, die für eine derartige Denudation und für eine so beträchtliche Zuschüttung ganz flacher Becken in postglazialer Zeit keine Beispiele kennen, selbst nicht in der hierfür so günstigen kuppen- und seenreichen Grundmoränenlandschaft.

Unsere Ansicht, daß in den Aufschlüssen des Winterhuder Volksparks diluviale und zwar interglaziale Schichten vorliegen, erfährt durch die Ergebnisse der paläobotanischen Untersuchung ihre Bestätigung, und darauf möchten wir hier etwas näher eingehen, um so mehr, als Herr HORN über diesen wichtigen Punkt in seinem Vortrage sehr kurz hinweggegangen ist. Wir sind unserem Kollegen, Herrn STOLLER, zu großem Dank dafür verpflichtet, daß er uns von Herrn BEYLE in Hamburg, dem Bearbeiter der Flora dieser Schichten ein Verzeichnis der pflanzlichen Reste beschaffte, die er selbst auf Wunsch des Bearbeiters im Laufe des letzten Sommers nachgeprüft hatte und deren Liste er uns nun mit wertvollen Hinweisen zur Verfügung stellte.

Herr BEYLE hat 15 Proben des etwa 1 m mächtigen Torflagers und 5 Proben aus den oberen 30 cm des Seekalks untersucht und dabei durch die ganze Ablagerung gleichmäßig verbreitet Pflanzen eines gemäßigten Klimas gefunden. Im einzelnen wurden in dem Seekalk u. a. festgestellt: *Najas major*, *Carpinus betulus*, in dem Torflager u. a.: *Najas flexilis*, *Carpinus betulus*, *Ilex aquifolium*, *Abies pectinata* (von letzterer u. a. gut entwickelte, ausgereifte Samen sowie Zapfenschuppen im mittleren Teile des Lagers!) Nun läßt sich aus den von STOLLER¹⁾ zusammengestellten Tabellen ersehen, daß aus altalluvialen Torflagern Norddeutschlands

¹⁾ Über die Zeit des Aussterbens der *Brasenia purpurea* MICHX. in Europa, speziell Mitteleuropa. Jahrb. geol. L.-A. f. 1908, S. 83—85.

Najas major, *Abies pectinata*, *Carpinus betulus*, *Ilex aquifolium* nicht bekannt sind, wohl aber aus diluvialen. Betreffs der *Abies pectinata* machte Herr STOLLER uns darauf aufmerksam, daß gegenwärtig die Nordgrenze ihrer spontanen Verbreitung in Deutschland durch eine Linie gegeben sei, welche ungefähr die Orte Luxemburg, Bonn, Kassel, Hann. Münden, Eisenach, Gera, Dresden, Görlitz, Spremberg, Breslau verbindet. Wären die Winterhuder Schichten wirklich postglazial, wie Herr W. WOLFF¹⁾ und Herr HORN es annehmen, dann muß man die Frage aufwerfen: In welchem Abschnitt der Postglazialzeit soll das Klima bei Hamburg noch wärmer als gegenwärtig gewesen sein, wo *Abies pectinata* von selbst dort nicht mehr verbreitet ist? Wissen wir doch andererseits aus der Florengeschichte, daß seit dem Abschmelzen des letzten Landeises die mittlere Sommertemperatur Nordwestdeutschlands ständig folgendermaßen zugenommen hat²⁾:

Von mindestens 3° zur Dryaszeit	
auf 8° in der Birken-Kieferperiode, dann	
auf 12—13° in der Eichenperiode und schließlich	
auf 17° in der Erlen-Buchenperiode.	

Schließlich sei noch erwähnt, daß WEBER³⁾ von der *Abies pectinata* angiebt, daß die Untersuchung rezenter Moore aus dem Süden der Provinz Hannover bisher (1896) keinen Anhaltspunkt dafür geliefert hat, daß die Tanne jemals in der jüngeren Quartärzeit bis in diese Gegend von selbst vorgedrungen sei. Hier möge als Nachtrag noch hinzugefügt werden, daß WEBER im Jahre 1908 in einem von KOERT bei Bergedorf, also unweit Winterhude, entdeckten interglazialen Torflager ebenfalls Pollen der *Abies pectinata* festgestellt hat. Es dürfte auch die Mitteilung interessieren, daß dieses Torflager von dem Geschiebemergel der letzten Eiszeit bedeckt wird, und daß der Geschiebemergel wieder z. T. auf eine Steinsohle mit lehmigem Bindemittel, also einen Grundmoränenrest ähnlich dem von Winterhude, reduziert ist. Weiteres findet man in den nächstens erscheinenden Erläuterungen zu Bl. Bergedorf (Grad-Abt. 24 Nr. 36) auf S. 18 bis 22.

Wie Herr MENZEL auf Grund seiner Untersuchungen der Winterhuder Conchylien, so kommen GAGEL und ich auf Grund des stratigraphischen und floristischen Befundes zu dem Er-

¹⁾ A. a. O. S. 7 und diese Zeitschr. 1911, Monatsber., S. 410.

²⁾ STOLLER: Die Beziehungen der nordwestdeutschen Moore zum nacheiszeitlichen Klima. Diese Zeitschr., 62, 1910, S. 176.

³⁾ Über die fossile Flora von Honerdingen und das nordwestdeutsche Diluvium. Abh. Naturw. Ver. z. Bremen 1896, Bd. XIII, S. 461.

gebnis, daß die Winterhuder Schichten nicht postglazial sind, sondern zum jüngeren Interglazial gehören. Der von Herrn HORN aus dem Liegenden dieser Schichten erwähnte Geschiebemergel muß demnach einer älteren Eiszeit zugerechnet werden.

Herr GAGEL bemerkt zu dem Vortrage des Herrn HORN folgendes:

„Der „sandig steinige Ton“, bzw. „tonige steinige Sand“ bzw. „tonige Kies mit Flintsplittern“, der über den gestörten Torfen, bzw. den gestörten und gestauchten Sanden liegt, ist auch nach meiner Auffassung eine sichere¹⁾ Grundmoräne, die mit diesen Stauchungen im ursächlichen Zusammenhang stehen muß“ (und legte zum Beweise eine Probe dieser sandigen Grundmoräne mit faustgroßen Geschieben und Flintgeröllen [„Wallsteinen“] vor).

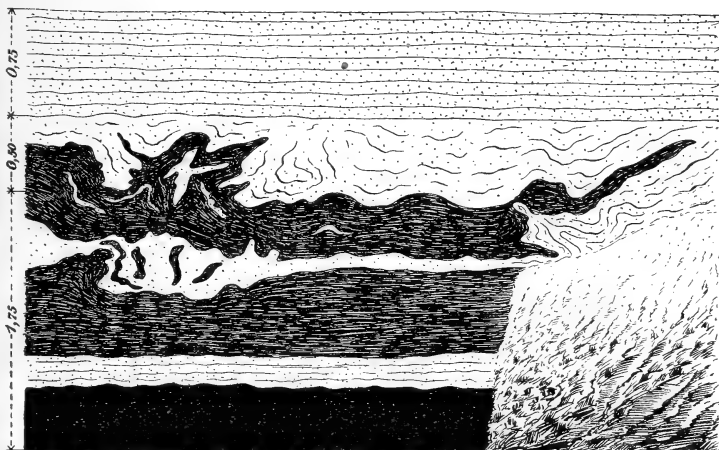
Für die Annahme des Herrn HORN, daß die jetzt sehr geringen Höhendifferenzen zwischen der Geest und der Niederung, in der das Torflager liegt, ursprünglich mindestens doppelt so hoch gewesen seien, und daß die „tonig steinigen Sande mit bis kopfgroßen Geschieben“ durch Denudation dieser ursprünglich sehr viel größeren Höhen entstanden und herabgespült seien, liegt nicht der geringste Anhalt vor, denn diese sehr sanft ansteigenden Geesthöhen zeigen keinerlei wesentliche oder merkbliche Erosionswirkungen und haben ein viel zu geringes Gefälle (weniger als 1:100), als daß derartige Geschiebe von ihnen herabgespült sein könnten, und wir kennen auch sonst aus dem ganzen übrigen Schleswig-Holstein keinerlei Anzeichen für derartig gewaltige postglaziale Denudationswirkungen.

Die von Herrn HORN im Bilde gezeigten Durchpressungen des hangenden Sandes durch den Torf bis in dessen Liegendes sind als Wirkungen des Druckes des gering mächtigen — und obenein ziemlich gleichmäßig mächtigen — Sandes über dem Torf völlig unverständlich; sie sind nur verständlich als Wirkungen eines sehr viel gewaltigeren Druckes, als dessen Ursache nach unseren jetzigen Kenntnissen der Verhältnisse nur eine erheb-

¹⁾ An dem Rest der tonig-steinigen Sande über dem Torf, die mir Herr HORN im April 1912 auf einer gemeinsamen Begehung zeigte, war die Moränenstruktur längst nicht mehr so deutlich erkennbar als ein Jahr vorher, und daß es keine typische, sondern eine stark verwaschene Moräne ist, will ich gern zugeben; geschliffene Geschiebe kann man naturgemäß in solchen sandigen verwaschenen Moränen nicht erwarten, die finden sich aber auch in ganz intaktem Geschiebemergel nur selten.

liche Eismasse in Frage kommen kann. Außerdem ist der Torf bei Winterhude garnicht einheitlich, sondern über dem primären, ungestörten Torflager liegen ein bzw. zwei Lagen von umgelagertem, sehr stark verunreinigtem und mit faustgroßen Geschieben durchsetztem Torf, die durch eingelagerte, mehr oder minder mächtige Sandmassen von einander und in sich noch geteilt sind.

Diese verunreinigten, umgelagerten Torfe sind teilweise in der stärksten Weise gestaucht, wie beistehende, unter ständiger Kontrolle von Herrn KOERT gezeichnete Stelle im



Stauchungen der Sande an der Einmündung des Kanals in das Seebecken. Unten primäres Torflager; darüber zwei Schichten von umgelagertem sandigen Torf und gestauchte Sandlagen, zu oberst horizontale Sande.

SO der Ausschachtungen beweist, und z. T. zu langen Schweifen ausgezogen. Die über diesen umgelagerten Torfen liegenden Sande sind z. T. zu liegenden bzw. völlig überkippten Falten zusammengestaucht.

Die ganzen Verhältnisse bei Winterhude stimmen auf das frappanteste überein mit den Verhältnissen am Kaiser-Wilhelm-Kanal in der Gegend von Lütjenbornholt — ungefähr bei Kilometer 25.

Auch dort liegen Torfe mit einer ausgesprochen interglazialen Flora (*Brasenia purpurea*) und nach Feststellung von Herrn STOLLER auch mit *Dulichium spathaceum* auf sehr schneckenreichen Moormergeln und Faulschlammbildungen, die

von zahlreichen kleinen und kleinsten Planorben, Bithynien, Valvaten usw. wimmeln. Die Fauna ist noch nicht durchgearbeitet; Herr MENZEL, der Proben davon gesehen hat, hat auf den ersten Blick darin die Gruppe des *Planorbis albus* erkannt. Über diesen Torfen liegen geschichtete Sande und Geschiebesande, welche letztere z. T. etwas lehmig sind und seitlich in richtigen und unzweifelhaften Geschiebelehm übergehen mit erheblichen Geschieben, der aber nun nicht etwa nur in den Senken liegt — so daß er auch bei ausgiebigster Vorurteilslosigkeit nicht als „Gehängeschutt“ gedeutet werden kann —, sondern der auch in die kleinen Erhebungen des Geländes sich hineinzieht.

Wie die großen und einwandfreien Aufschlüsse am Kaiser-Wilhelm-Kanal beweisen, liegen all diese Interglazialmoore etwa zwischen Kilometer 24 und 28 in genau derselben Situation in größeren oder kleineren Senken des alten Geländes und werden abwechselnd von Geschiebesand (mit mehr als $\frac{3}{4}$ m großen, geschliffenen Geschieben), lehmigem Geschiebesand und Geschiebelehm überlagert.

Diese einheitliche jungglaziale Serie, die dort auf den Interglazialtorfen drauf liegt, schmiegt sich aber nicht nur den Vertiefungen des alten Geländes an, sondern bildet selbst auch kleine aber deutliche Kuppen darüber, und wie es möglich gewesen ist, diese jungglaziale Serie über den Interglazialtorfen bei Lütjenbornholt als „alluviale Flußsande der Holstenau“ zu deuten („Heimat“, Jahrgang XXII, Heft 1, Seite 7), wie es neuerdings geschehen ist, wird jedem, der die Aufschlüsse gesehen hat, ein völliges Rätsel bleiben.

Auch etwa bei Kilometer 25 finden sich unter diesen hangenden jungglazialen Schichten in dem Interglazialtorf die erheblichsten Druckwirkungen; Torf und Faulschlamm sind stellenweise völlig fortgedrückt, und die hangende Serie bis auf den — entkalkten — Untergrund durchgepreßt; sehr ähnlich den von Herrn HORN gezeigten Photographien von Winterhude.

Auch bei Lütjenbornholt ist der Interglazialtorf und Faulschlamm z. T. umgelagert und mehr oder minder mit Sand oder Geschieben verunreinigt, ja z. T. ist er direkt in eine humose Grundmoräne umgewandelt, die der Hauptmasse nach aus organischem Material besteht, aber die unverkennbarste Moränenstruktur aufweist. (Zentralbl. f. Min. 1911, Nr. 7, S. 219.)

Während nun aber der Faulschlamm bei Winterhude die unverkennbarsten faunistischen und stratigraphischen Übereinstimmungen mit den sicheren interglazialen Ablagerungen am

Kaiser-Wilhelm-Kanal aufweist, zeigt er zu den postglazialen Ablagerungen Schleswig-Holsteins nicht die mindesten Beziehungen.

Auch diese sind am Kaiser-Wilhelms-Kanal in unerreichter Schönheit und Vollständigkeit aufgeschlossen bzw. aufgeschlossen gewesen, von den Dryastonen, die noch zur Zeit des abschmelzenden Inlandeises, z. T. noch gleichzeitig mit dem Absatz der Grundmoräne gebildet wurden, in lückenloser Folge durch Wiesenkalke, Moormergel und Torfe bis in die allerjüngste, junghistorische Vergangenheit mit Schichten mit *Neritina fluviatilis* und *Dreysensia polymorpha*. Diese Schichten im Osten des Kaiser-Wilhelms-Kanals zeigen in lückenloser Reihenfolge die ganze Entwicklung der postglazialen Fauna und Flora, aber sie zeigen nichts auch nur annähernd Vergleichbares mit dem Moormergel von Winterhude und keine Spur von den dort gefundenen Planorben. Diese Moormergel und Torfe sollen nach dem Parallelisierungsschema des Herrn HORN annähernd in die „Yoldia-Zeit“ fallen, eventuell die Torfe schon in die Ancyluszeit. Wie können sich diese Moormergel mit Faunenelementen, die z. T. jetzt noch kaum wieder bei uns erschienen sind, in dem kältesten Teil der Postglazialzeit gebildet haben, in einer Zeit, wo in den Gebieten weiter im Osten nach völlig sicheren stratigraphischen Verhältnissen sich die „Dryas“-tone mit ganz anderer Fauna abgesetzt haben, in der ganz andere — kälte liebende — Planorbisarten gefunden sind¹⁾ als bei Winterhude; die Winterhuder Arten (*Planorbis albus* usw.) aber völlig fehlen?

Die Winterhuder fossilführenden Ablagerungen sind also sowohl aus stratigraphischen wie aus biologisch-paläontologischen Gründen als sicheres Interglazial zu betrachten.

Nachtrag. Wenn es obenein, wie Herr HORN zugibt, erwiesen ist, daß der Geschiebemergel im Liegenden des Torflagers identisch ist mit dem mächtigen Geschiebemergel im Hamburger Elbufer, den schon GOTTSCHKE als Untern erkannt hat und der auf dem marinen (ersten) Interglazial liegt (vergl. GAGEL a. a. O. S. 241), so ist auch von dieser Seite aus der Beweis für die interglaziale Stellung des Winterhuder Torfes geführt!

¹⁾ Vergl. C. GAGEL: Neuere Fortschritte der geologischen Erforschung Schleswig-Holsteins. Zeitschr. d. Naturwissensch. Vereins von Schleswig-Holstein. 1912, Bd. XV, Nr. 2, S. 224 und eine im Druck befindliche Arbeit von C. GAGEL und H. MENZEL über die Dryastone.

Herr **W. WOLFF** widersprach den Behauptungen der Herren **KOERT** und **GAGEL**, daß im Hangenden der Winterhuder Moorschichten eine Glazialbildung vorhanden sei. Die vorgezeigte tonige Kiesprobe könnte unter keinen Umständen als Geschiebelehm gelten. Redner hat die Aufschlüsse mehrfach, zuletzt vor 14 Tagen studiert, und kann die Angabe des Herrn **HORN** durchaus bestätigen, daß Kalk und Torf sich nahe dem Nordende des Stichkanals im Goldbeckkanalprofil auf Geschiebemergel auflagern. Nirgends auf der ganzen mehr als 600 Meter breiten und langen Aufschlußfläche sieht man ein Geschiebe über dem Torf; nur entlang der Geesthöhen findet man herabgewanderte größere Steine bis zu Kopfgröße; entfernt man sich nach der Mitte des Beckens, so fehlen diese vollkommen, und man findet nur noch nuß- bis kartoffelgroße Gerölle. So eigenartig Fauna und Flora sein mögen, sie sind immerhin jünger als das jüngste dortige Glazial.

Herr **HORN** erwiderte:

In der Diskussion wurde von den Herren **KOERT** und **GAGEL** die Ansicht vertreten, daß die Schichten von Winterhude interglazial seien. Sie haben bei ihrem einmaligen Besuch der Aufschlüsse, wie ich es erwartet hatte, die tonig-sandige Kiesschicht über dem Torf für das Anzeichen einer erneuten Vereisung angesehen und in der Diskussion als „typische Grundmoräne“ bezeichnet. Anfänglich hat mir die Deutung dieser Schicht selbst einige Schwierigkeiten bereitet, und ich habe sie deshalb, um objektiv zu sein, stets als „tonige Kiesschicht“ bezeichnet.

Eine bestimmte Mächtigkeit läßt sich für diese Schicht nicht angeben, da sie überall, wo sie zu beobachten war, in die darunter liegenden Sande taschenförmig eingreift (s. Fig. 6) oder mit ihnen verfaltet und verknetet ist (s. Fig. 4 u. 5). Die Dimensionen lassen sich aber auf den Bildern leicht nach den nebenstehenden Gegenständen abschätzen. Der tonige resp. lehmige Sand dieser Schicht enthält in besonders großer Menge Feuersteinsplitter, die ausnahmslos stark angewittert sind. Die Kanten sind nicht scharf, sondern abgestoßen und gerundet, und die Bruchflächen sind mit einem matten Glanze und, unter der Lupe betrachtet, mit zahlreichen kleinen Grübchen versehen. Sie haben am meisten Ähnlichkeit mit Feuersteinsplittern, wie man sie in der Ackerkrume findet. Daneben kommen Gerölle anderer Gesteine vor, deren Größe und Häufigkeit von den Rändern nach der Mitte der Senke abnimmt.

Am Fuße der steileren westlichen Höhe (der Höhe von Winterhude), wo der mit $15-20^{\circ}$ steil ansteigende Torf auf dem Diluvium liegt, war auf der Oberfläche des Torfes ein förmliches Lager von Steinen zu beobachten, welche Faust- bis Kopfgröße erreichten. Solche Steine können bei starken Regengüssen auf einem $10-20^{\circ}$ geneigten Gehänge sehr leicht abwärts transportiert werden und können daher nicht als Beweis für eine Vereisung angesehen werden. Weiter vom Gehänge entfernt und in der Mitte des Tales waren die Gerölle in der Kiesschicht höchstens nuß- bis eigroß. Wäre die tonige Kieselschicht eine „typische Grundmoräne“, wie KOERT und GAGEL behauptet haben, oder auch nur eine an Ort und Stelle ausgewaschene Grundmoräne, dann müßte man auch in der Mitte des Tales über dem Torf große Steine und Blöcke finden, von denen der Geschiebemergel der umgebenden Höhen außerordentliche Mengen enthält. Davon war aber trotz der ausgedehnten Ausschachtungen keine Spur zu beobachten.

Die Falten und Stauchungen in dem Torf und dem darüber liegenden Sand als Glazialstauchungen aufzufassen, geht schon aus dem Grunde nicht an, weil diese ganze gestörte Lagerung sich auf eine 1—2 m dicke Schicht beschränkt, und das Liegende nicht mehr davon berührt worden ist. Die Oberfläche des Süßwassermergels ist nur dort etwas beeinflusst worden, wo die Torfschicht sehr dünn (ca. $\frac{1}{2}$ m) ist (vgl. Fig. 3). Die Falten sind höchstens 1 m hoch und aufrecht stehend oder ganz unregelmäßig geneigt und lassen keinerlei einseitige Druckrichtung erkennen, einerlei, in welcher Richtung der Anschnitt liegt. Sie sind von Glazialstauchungen grundsätzlich verschieden und garnicht damit zu verwechseln. Die Ursache der Störungen kann also nur eine endogene sein, und ist in den Sackungen der Sande bei der Zusammendrückung und Entgasung des Torfes zu suchen.

Wäre eine Vereisung oder auch nur ein Eisvorstoß über die Schichten hinweggegangen, so könnte unmöglich die Grenze der Torf- und Seeablagerungen sich so vollkommen der heutigen Form des Tales anschmiegen, wie sie es tatsächlich tut, und der an der östlichen und westlichen Höhe bis zu 1,5—2 m unter Tage ansteigende Uferrand der Torf- und Seebildungen könnte nicht so ungestört auf seiner alten Unterlage ruhen, wie Fig. 5 zeigt. Gerade hier an den Uferrändern, wo der Torf sich der Oberfläche nähert, sind die Störungen und Sackungen in dem Sand und dem darunter liegenden Torf viel geringer als in dem eigentlichen Seebecken, wo die Sand-

aufschüttung viel mächtiger ist. Die Lagerungsverhältnisse sind also absolut eindeutig, und aus ihnen ist auch nicht ein einziges Argument für ein interglaziales Alter der Winterhuder Schichten zu erbringen.

Demgegenüber haben Herr MENZEL auf Grund seiner Untersuchungen der Süßwasserfauna und Herr KOERT auf Grund der botanischen Untersuchungen des Herrn BEYLE hervorgehoben, daß die paläontologischen Befunde mit einem postglazialen Alter der Winterhuder Schichten nicht vereinbar seien, sondern für Interglazial sprächen.

Nach meiner Ansicht ist aber bei so jungen, festländischen Ablagerungen den Lagerungsverhältnissen ein größeres Gewicht beizulegen, als den paläontologischen Ergebnissen.

Wenn somit die Befunde von Winterhude mit den herrschenden Anschauungen nicht vereinbar sind, so liegt das m. E. nur daran, daß das System, welches man für die „interund postglazialen“ Ablagerungen des Ostseebeckens aufgestellt hat, nicht auf ganz Norddeutschland übertragen werden darf, oder daß es z. T. unrichtig und revisionsbedürftig ist.

Zu einer Revision aber bietet Winterhude die beste Gelegenheit, da bisher wohl kaum eine quartäre, fossilführende Ablagerung in so ausgedehnten Aufschlüssen der Beobachtung zugänglich war, wie hier.

Ebenso wie in Winterhude liegen die Verhältnisse bei den Torflagern beim Kuhgrund bei Lauenburg¹⁾ und von Schulau²⁾. Beide liegen vollständig ungestört in flachen Talwannen des Geschiebemergels, ohne von irgend welchen Moränenbildungen überschüttet zu sein. Der über diesen „interglazialen Torfen“ liegende einige Meter mächtige Sand und Kies, der bei Schulau als „Geschiebesand“ die obere Grundmoräne vertreten soll, bei Lauenburg als „diluvialer Talsand“ bezeichnet wird, ist nichts anderes als die Sande und Kiese, die auf dem Winterhuder Torf liegen. Bei der Deutung dieser Sande als Diluvialablagerungen ist eben die Bedeutung und Größe der postglazialen Abtragung von den Höhen und Aufschüttung in den Tälern, welche durch die Aufschlüsse im Elbtunnel und die zahlreichen Bohrungen im

¹⁾ Literatur s. in J. STOLLER: Beitr. z. Kenntnis der diluvialen Flora Norddeutschlands II, Lauenburg a. E. (Kuhgrund). Jahrb. d. k. Pr. Geol. Landes-Anst. 1911. Bd. 32, I, 1, S. 109.

²⁾ Literatur s. in H. SCHROEDER u. J. STOLLER: Diluviale marine und Süßwasser-Schichten bei Ütersen-Schulau. Ebenda 1906. Bd. 27, S. 455.

Elbtal und Alstertal festgestellt sind, vollständig außer acht gelassen worden. Indem man nun die Torfe von Schulau und Lauenburg-Kuhgrund für echte Interglazialtorfe ansieht, begeht man den verhängnisvollen Zirkelschluß, daß man auch andere Torfe, die dieselbe oder eine ähnliche Flora führen, aber von keinerlei Glazialbildungen bedeckt sind, für interglazial hält. Aus ihrer verhältnismäßig warmen Flora wird auf eine warme Interglazialzeit geschlossen, ohne daß bis jetzt an irgendeiner Stelle durch den Nachweis einer Grundmoräne über den Torfen der Beweis für eine neue Vereisung erbracht wäre.

Herr R. BÄRTLING spricht sodann über das Diluvium des Niederrheinisch - Westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium. (Hierzu Tafel IV*) und 3 Textfiguren.)

Das Diluvium des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirks gehört der Grenzzone zwischen nordischem und einheimischem Diluvium an. Die stratigraphischen Verhältnisse sind infolge dieser Verzahnung zwischen Bildungen des nordischen Diluviums und denen südlicher Herkunft sehr kompliziert, so daß über die Altersverhältnisse lange Zeit Unklarheit herrschte. Der Lösung der zahlreichen schwierigen Fragen, die das Diluvium dieses Gebietes bietet, sind wir durch die seit fast 10 Jahren im Industriebezirk ausgeführten geologischen Aufnahmen der Königlichen Geologischen Landesanstalt und in letzter Zeit ganz besonders durch die großen, ausgedehnten Aufschlüsse der Emschergenossenschaft und des Rhein-Herne-Kanals erheblich näher gekommen, so daß es angebracht erscheint, das wesentlichste von dem, was uns bis jetzt über das Diluvium im Ruhr-, Emscher- und Lippe-Gebiet bekannt ist, zusammenzufassen und zu veröffentlichen.

Untersuchungsergebnisse über das Diluvium sind bislang hauptsächlich in den „Erläuterungen zu den Blättern Dortmund¹⁾, Hörde²⁾, Kamen³⁾, Witten⁴⁾, Unna⁵⁾, Menden⁶⁾, und Hagen⁷⁾“

*) Tafel IV wird dem Heft 1 und 2 der Abhandlungen beigegeben.

¹⁾ P. KRUSCH: Erläuterungen zu Blatt Dortmund.

²⁾ P. KRUSCH: Erläuterungen zu Blatt Hörde.

³⁾ P. KRUSCH: Erläuterungen zu Blatt Kamen.

⁴⁾ P. KRUSCH: Erläuterungen zu Blatt Witten.

⁵⁾ R. BÄRTLING: Erläuterungen zu Blatt Unna.

⁶⁾ P. KRUSCH: Erläuterungen zu Blatt Menden.

⁷⁾ P. KRUSCH: Erläuterungen zu Blatt Hagen.

niedergelegt, sowie in der Abhandlung von KRUSCH „Der Südrand des Beckens von Münster zwischen Menden und Witten⁸⁾“. Auf die zahlreichen Arbeiten über das Diluvium des benachbarten Rheintales kann ich an dieser Stelle nicht weiter eingehen, da dort vielleicht zum Teil andere Verhältnisse vorliegen können, andererseits ein Vergleich mit dem Rhein-Diluvium zu weit führen würde. Über das Diluvium im Innern des Beckens von Münster liegt eine neuere, wichtige Arbeit von TH. WEGNER⁹⁾ vor, auf die hier ausdrücklich verwiesen sei.

Die in der Literatur, besonders in den Erläuterungen zu den erwähnten Meßtischblättern der geologischen Spezialkarten von Preußen niedergelegten Beobachtungen über die Verhältnisse des Diluviums im Industriebezirk bringen noch kein abgeschlossenes Bild, da sie einerseits meist nur einen kleinen Ausschnitt aus dem ganzen Gebiet behandeln, andererseits aber ein Gebiet betreffen, in dem die Klärung der schwierigen Fragen aus Mangel an geeigneten Aufschlüssen auf wesentlich größere Schwierigkeiten stieß, als jetzt weiter im Westen, wo die bedeutenden Aufschlüsse des Rhein-Herne-Kanals, sowie zahlreicher Tiefbauanlagen der Emscher-Genossenschaft zur Verfügung stehen. In der nebenstehenden Skizze (Fig. 1) gebe ich eine Übersicht über den Verlauf des Rhein-Herne-Kanals, auf dessen Aufschlüsse in den nachfolgenden Ausführungen wiederholt verwiesen werden muß.

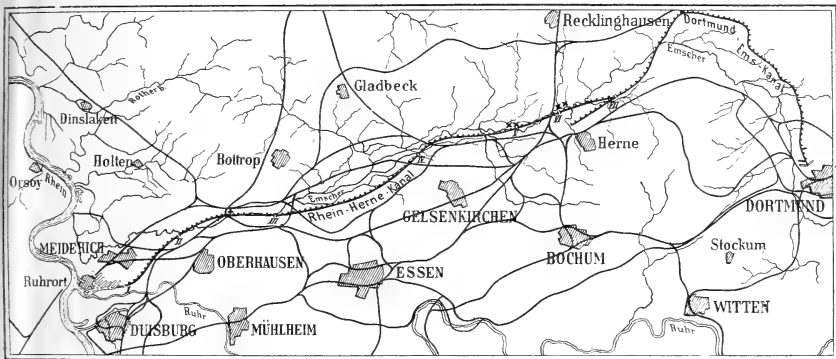
An der Oberfläche scheinen die weiten Diluvialflächen im Osten wie im Westen des Industriebezirks auf dem Kartenbilde wenig Gliederung aufzuweisen. Der Grund hierfür liegt darin, daß das jüngste Gebilde des Diluviums sich in einer geschlossenen, nur selten unterbrochenen Decke über Berg und Tal hinzieht und den Aufbau des älteren Diluviums vollständig verschleiert. Nur dort, wo natürliche oder künstliche tiefere Einschnitte vorhanden sind, ist ein größerer Einblick in den Aufbau dieser Schichten möglich und eine Klärung der Beziehungen zwischen einheimischem und Glazial-Diluvium denkbar.

Das Diluvialgebiet des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirks wird im Süden begrenzt durch den Abfall des Rheinischen Schiefergebirges, in dessen Tälern und an dessen

⁸⁾ Jahrbuch der Königl. Geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, Teil 2, S. 1.

⁹⁾ TH. WEGNER: Über eine Stillstandslage der großen Vereisung im Münsterlande. Diese Zeitschr. 62, 1910, Monatsber. S. 387.

Rande sich lediglich ein Diluvium südlicher Herkunft vorfindet. Glazialdiluvium und Löß sind hauptsächlich auf das Vorland beschränkt und dringen innerhalb des behandelten Gebiets entweder gar nicht oder nur wenig in das alte Gebirge ein. In den Tälern ist das Diluvium in Gestalt einer Anzahl von Talterrassen entwickelt. Von diesen sind im Gebiet der Ruhr, soweit bis jetzt bekannt geworden, 5 Terrassen erhalten geblieben. Davon sind 3 sicher diluvialen Alters, 2 dagegen sind älter und wurden bislang als fragliches Pliocän bezeichnet; namentlich die älteste von diesen tritt nur noch in kleinen Terrassenrelikten in bedeutender Höhenlage über der Ruhr auf.



I, II–VII Schleusen.

+ Fundstelle des Oberhausener Menschenschädels.

xx Wichtigste Fundstellen von Artefakten im Interglazial 2.

Fig. 1.

Übersichtskarte des Rhein-Herne-Kanals. Maßstab 1:500000.

Sie ist auf große Erstreckungen hin vollständig wieder zerstört und abgetragen. Die drei sicher diluvialen Terrassen, von denen die mittlere meistens am wenigsten deutlich ist, besitzen eine Höhenlage, die

für die niedrigste von 10–15 m

für die mittlere von 20–25 m

und für die höhere von 40–50 m

über der heutigen Talaue der Ruhr schwankt. Es ist wahrscheinlich, daß diese 3 Terrassen mit den diluvialen Terrassengruppen des Rheintales identifiziert werden können. Der Zusammenhang ist aber noch nicht sicher erwiesen. Die beiden älteren Terrassen erreichen eine Höhenlage von 80 m und mehr über dem heutigen Talboden der Ruhr. Auf ihre

Altersverhältnisse soll weiter unten noch näher eingegangen werden.

Im Verlauf der Terrassen schließen sich diese dem heutigen Flußtal verhältnismäßig eng an. Sie breiten sich jedoch stellenweise sehr stark aus und lassen in ihrer Ausbildung vielfach eine gewisse Abhängigkeit von der Tektonik des älteren Gebirges erkennen, wie schon mehrfach von KRUSCH besonders hervorgehoben wurde. Diese Abhängigkeit vom Aufbau des älteren Gebirges zeigt sich namentlich im östlichen Teil des behandelten Gebiets sehr deutlich, wo das Ruhrtal fast durchweg der Schiefertonzone des obersten Flözleeren folgt, also derjenigen Gebirgsstufe, die der Zerstörung und Verwitterung am wenigsten Widerstand entgegensetzt. Besonders deutlich tritt dieses in der Umgebung von Schwerte hervor, wo die Schichten des Flözleeren horstartig zwischen der Hohensyburg und dem Keller nach Norden hin in das Gebiet des Produktiven Carbons hinein vorspringen, dessen Südgrenze hier infolgedessen bis zum Freischütz nördlich von Schwerte zurücktritt. Verbunden mit dieser Verschiebung in der Lage des weichsten Horizontes des alten Gebirges tritt eine bedeutende Seitenausdehnung der Terrassen ein, die auf dem nördlichen Ufer des Ruhrtales ihr Ende dort findet, wo wiederum die Schichten der Magerkohlenpartie mit ihren harten Werksandsteinbänken und Konglomeraten bis an den Rand des Tals herantreten und die verhältnismäßig jungen, steilen Abbrüche der Hohensyburg und des Sonnensteins bei Herdecke bilden, an denen naturgemäß keine nennenswerten Spuren von Terrassen entwickelt oder erhalten geblieben sind.

Weiter im Westen, wo die Ruhr nicht mehr dem Streichen der Schichten folgt, sondern quer durch die Magerkohlenpartie von Wetter bis Witten hin durchzubrechen gezwungen war, läßt sich diese Abhängigkeit von der Tektonik des alten Gebirges nicht mehr nachweisen. Im Ruhrtale verlaufen zwar verschiedene Verwerfungen, die die Widerstandsfähigkeit der Schichten vielleicht hätten beeinträchtigen können; es verlaufen aber ebenso viele gleichwertige Störungen über den Höhen des Gebirges, so daß nach meiner Auffassung an dieser Stelle kein Grund vorliegt, eine Abhängigkeit der Entwicklung der Talerosion von der Tektonik des alten Gebirges anzunehmen, abgesehen von der Tatsache, daß der Ruhrdurchbruch der Haupttrichtung der Querverwerfungen folgt.

Von der Arnsberger Gegend an bis nach Witten verhalten sich die 3 diluvialen Terrassen und die 2 älteren Terrassen

vollkommen gleich; alle 5 passen sich, wo sie erhalten sind, dem heutigen Verlauf des Tales im wesentlichen an. Unterhalb von Witten tritt jedoch eine Spaltung ein. Die präglaziale¹⁾ Terrasse, der vielleicht ein pliocänes Alter zukommen könnte, folgt von hier ab nicht mehr dem Ruhrtal, sondern sie ist entweder durch das Ölbachtal oder die später mit Glazialbildungen geschlossene Senke von Crengeldanz zwischen Kaltenhardt und Stockum oder durch beide nach Norden hin durchgebrochen. Von diesem Punkte an beginnen jene einheimischen Schotter südlicher Herkunft sich auf dem Plateau, das hier die Kreideschichten am Südrande des Münsterschen Beckens einnehmen, weit auszudehnen. Weiter im Osten kennen wir diese einheimischen Schotter nicht; sie sind dort entweder gar nicht vorhanden gewesen, was mir das wahrscheinlichste zu sein scheint, oder sind bereits vor Ablagerung des Glazialdiluviums wieder vollständig ausgeräumt. Das Verbreitungsgebiet dieser präglazialen Höhenschotter konnte in den letzten Jahren genau festgelegt werden. Es dehnt sich zunächst um die Durchbruchsstelle nördlich und nordwestlich von Witten hin weit nach Norden hin aus und bedeckt die Höhen bis in die Gegend von Castrop. Von hier ab lassen sich die Reste dieser Bildung bis nach Essen verfolgen, und es ist aus ihrem Verlauf zu schließen, daß ursprünglich die präglaziale Ruhr durch jene alten Pforten bei Witten nach Norden durchgebrochen ist, und sich etwa in der Gegend der heutigen Emschermündung dem Rheintal angeschlossen hat.

Das Gefälle dieser alten Terrassen ist ein größeres als das des heutigen Ruhrtales und der diluvialen Terrassen. Diese Terrassenreste, die in der Gegend von Bausenhagen noch ungefähr 80 m über dem Talboden der Ruhr auftreten, und zwar in einer Höhenlage von 200 m, senken sich nach Westen hin sehr bald und liegen bei Trienendorf in der Gemeinde Bommern oberhalb von Wengern noch in einer Höhe von etwa 165 m. Die präglazialen Ruhrschotter auf den Kreidehöhen zwischen Bochum und Witten finden sich in einer Höhenlage bis zu 130 m; sie senken sich jedoch nach Norden hin bald in ein Niveau von 110 m herab. Auf dem Mechtenberg bei Kray finden wir diese Terrassen in rund 100 m Höhe wieder. Besonders große Verbreitung besitzt sie in der Umgebung von Stoppenberg und dem östlichen Stadtteil von Essen. Ihr Gefälle ist also so stark, daß die Kreuzung mit

¹⁾ „Präglazial“ nur in bezug auf die weiter unten zu besprechende einzige Vereisung (= Glazial II) des Industriebezirks.

der höheren der drei Diluvialterrassen schon in der Gegend von Essen zu suchen ist.

Aus der petrographischen Zusammensetzung dieser Terrasse lassen sich Schlüsse auf ihr Alter mit Sicherheit nicht ziehen. Die Kiese sind auch dort, wo sie größere Mächtigkeit haben, nicht nur vollständig entkalkt, sondern auch sonst bereits stark verwittert. Carbonische Sandsteine finden sich nur noch vereinzelt darin. Größere Arkosen und Konglomerate aus dem Produktiven Carbon sind meist zu einem ganz lockeren Grus aufgelöst, dessen Natur und Herkunft man nur dort mit Sicherheit feststellen kann, wo größere Aufschlüsse derartige, vollständig zersetzte Gerölle noch im Zusammenhang zeigen. Ich hatte Gelegenheit, solche Vorkommen zersetzter Carbonsandsteine und -Konglomerate in diesen Kiesen bei Schacht IV der Zeche Herkules zwischen Essen und Kray zu sehen. Unter den Gesteinen überwiegen die Kieselschiefer aus dem Culm, Gangquarze aus dem Devon und die widerstandsfähigsten devonischen Gesteine des Sauerlandes. Man kann aus ihrer Zusammensetzung also einzig und allein auf eine Herkunft aus dem heutigen Flußgebiet der Ruhr schließen. Das Material des Rheintales ist ihnen vollständig fremd. Auffällig ist stellenweise die starke Verlehmung dieser Schotter, die aber meistens nur eine oberflächliche Erscheinung ist. In größerer Tiefe sind die Kiese rein, so daß sie beispielsweise auf der Zeche Herkules zur Betonbereitung benutzt werden können.

Die Verbreitung der Glazialbildungen bietet für das Alter dieser Kiese nur insofern einen Anhalt, als das Glazialdiluvium unserer Gegend erheblich jünger ist. Die Südgrenze der nordischen Geschiebe übersteigt bei Unna noch die Höhe des Haarstrangs und schiebt sich bis zu den Höhen nördlich von Fröndenberg vor. Sie dringt hier also bis in das Gebiet der höchsten Terrassen ein. Ein Zusammenhang zwischen Terrassen und Glazialbildungen ist an diesen Stellen jedoch nicht zu konstatieren. Weiter nach Westen verläuft die Südgrenze der nordischen Geschiebe ungefähr in der Weise, wie sie v. DECHEN auf seiner geologischen Karte von Rheinland und Westfalen (1:80000) angegeben hat. Westlich von Witten bleibt ihre Südgrenze jedoch nicht, wie man nach der DECHENSchen Karte annehmen sollte, nördlich der Bergzüge von Weitmar und Stiepel, sondern überschreitet bei Herbede wiederum die Ruhr; denn es finden sich namentlich bei Blankenstein und Stiepel an verschiedenen Punkten nordische Geschiebe auf den Ruhrterrassen.

Eine solche besonders auffällige Anhäufung von nordischen Geschieben wurde im Sommer 1911 am „alten Kommunalweg“ vom Bahnhof Blankenstein-Ruhr nach der Stadt Blankenstein im Walde etwas oberhalb von Steinenhaus von Herrn GROSSE-THIE aus Westenfeld bei den Feldarbeiten zu einer Prüfungsarbeit aufgefunden. Besonders auffällig sind aber auch die großen nordischen Blöcke auf den Ruhrterrassen weiter abwärts bei Welper, Überhorst, Horkenstein, Altendorf und Dumberg. An letzterem Fundort sind besonders reichlich große Blöcke vertreten. Wie bereits erwähnt, geben diese nordischen Blöcke für die Altersbestimmung der Ruhrterrassen keine sicheren Anhaltspunkte. Sie sind aber nach meiner Auffassung nur ganz wenig jünger als die höchste der 3 diluvialen Ruhrterrassen, da sie sich immer auf der Terrasse oder über dieser am Gehänge finden, nicht aber in den eigentlichen Terrassenkiesen. Auf den tieferen Ruhrterrassen habe ich nordische Schotter noch nicht beobachtet; sie sollen dort aber nach Beobachtungen anderer im Terrassenschotter unterhalb von Witten vorkommen. Die Fundorte sind fraglich, da sich unterhalb von Witten nur noch wenige und ungünstige Aufschlüsse in den tieferen Ruhrterrassen vorfinden.

Der bedeutendste Altersabstand besteht zwischen den altdiluvialen Ruhrschottern und dem Glazialdiluvium, obwohl sich die Ablagerungen beider Stufen stellenweise direkt überlagern. Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß diese präglazialen (vgl. S. 159, Anm. 1) Schotter überall, wo wir sie kennen gelernt haben, stark verwittert und vollständig entkalkt sind, auch dort, wo sie von nicht entkalkter Grundmoräne überlagert werden. Die intensive Verwitterung läßt bereits darauf schließen, daß eine lange Periode zwischen ihrer Ablagerung und zwischen Einwanderung der nordischen Grundmoräne liegt. In dieser Periode wurde aber auch ein großer Teil des Hochplateaus, auf dem die altdiluvialen Höhenschotter abgesetzt waren, wieder vollständig zerstört, und zwar war diese ganze Zerstörung bereits vollendet, lange bevor das Inlandeis einwanderte. Aus der gleichmäßigen Höhenlage und der Verteilung der alten Höhenschotter zwischen Witten, Frohlinde, Castrop, Riemke, Kray und Stoppenberg ist zu schließen, daß hier ursprünglich ein einheitliches Plateau vorlag. Dieses ist zwischen den Stoppenberger Höhen und dem Hochplateau von Riemke-Voehde bereits lange vor Ablagerung des Glazialdiluviums vollständig zerstört. Der einzige Rest, der auf der langen Strecke stehen geblieben ist, ist der Mechtenberg bei Kray, der auf seiner Spitze ein Relikt dieser

Schotter trägt, das kaum 100 m im Quadrat groß ist. In diese Erosionsperiode fiel die erste Anlage unserer großen Täler, soweit sie außerhalb des Gebirges im Flachlande liegen. In ihr sind Emschertal, Lippetal, sowie das Aatal bei Bocholt vollständig ausgeräumt und nachträglich mit den mittel- und jungdiluvialen Bildungen wieder aufgefüllt. Diese erste große Erosionsperiode ist die bedeutendste, die nach der Tertiärzeit das südliche Westfalen überhaupt betroffen hat. Es wurden Höhenunterschiede geschaffen, die stellenweise 50 m übersteigen. Zum großen Teil fallen die Talbildungen aus jener altdiluvialen Zeit mit dem heutigen Verlauf der Täler zusammen, so daß also sehr wahrscheinlich die Auskleidung mit Grundmoränen sowie jungdiluvialen und alluvialen Bildungen die Oberflächenformen, die in jener altdiluvialen Erosionsperiode geschaffen waren, nicht vollständig zu verwischen vermochten.

Bevor aber das Glazialdiluvium bis in unser Gebiet ein-
drang, lagerte sich nach jener starken Erosionsperiode auf den präglazialen Schottern und namentlich in den tiefen Senken, welche die Erosion geschaffen hatte, eine andere Bildung ab, die eine große Ähnlichkeit mit dem Löß aufweist und stellenweise mit dem echten Löß in petrographischer Beziehung fast ganz übereinstimmt. Vielleicht haben wir es bei diesen Bildungen mit einem älteren Löß zu tun, jedoch ist unsere Kenntnis über diese Stufe des Diluviums noch sehr gering, so daß wir noch keine ausreichende Klarheit über ihre Natur besitzen.

Wenn ich diese Bildung als ein fragliches Äquivalent des älteren Löß bezeichne, so möchte ich das noch mit allem Vorbehalt tun. Es wäre vielleicht zweckmäßiger, bevor eine sichere Kenntnis dieser Ablagerungen gewonnen ist, sie als „altdiluviale lößähnliche Mergelsande“ zu bezeichnen. Ihre petrographische Übereinstimmung mit dem Löß ist aber dort, wo sie an der Oberfläche aufgeschlossen sind und die ersten Einwirkungen der Verwitterung zeigen, eine so auffallend große, daß sie kaum davon zu unterscheiden sind. Derartige Aufschlüsse sind allerdings außerordentlich selten. Es ist mir nur ein einziger bei Frillendorf östlich von Essen bekannt geworden, wo diese älteren lößähnlichen Bildungen unter einer Decke von jüngerem Löß und Glazialdiluvium an die Oberfläche treten.

Das Verbreitungsgebiet dieser altdiluvialen lößähnlichen Mergelsande scheint ein verhältnismäßig großes zu sein. Sie sind jedoch nicht mehr überall in ihrem ursprünglichen Verbreitungsgebiet erhalten geblieben, sondern sind bereits vor Ablagerung

des Glazialdiluviums auf große Erstreckung hin der Zerstörung wiederum zum Opfer gefallen. In zahlreichen Bohrungen habe ich diese Bildungen kennen gelernt zwischen Kray und Frillendorf in der Umgebung des Westdeutschen Eisenwerks, ferner bei Gelsenkirchen und Röhlinghausen, namentlich im Untergrunde des Plateaus zwischen Aschenbruch und Ückendorf, sodann zwischen Westenfeld und Bochum in der Umgebung der Zeche Engelsburg. Sie sind hauptsächlich auf die tieferen Auswaschungen der ersten großen altdiluvialen Erosionsperiode beschränkt. Von den Höhen sind sie vielfach schon vor Ablagerung der Grundmoräne vollständig wieder abgetragen. Es ist dieses jedoch keineswegs die Regel, wie ihr Vorkommen in großer Verbreitung zwischen Kray und Frillendorf auf dem Hochplateau beweist.

Eine große Anzahl von Bohrungen, die ich zur Untersuchung dieser Schichten niedergebracht habe, ergab, daß sie an zahlreichen Stellen eine Schneckenfauna führen, von der allerdings nur Bruchstücke gewonnen werden konnten. Die Ausschlämmung zahlreicher Bohrproben lieferte leider kein einziges bestimmbares Fossil, wohl aber sehr zahlreiche Bruchstücke von Schneckenschälchen. Bevor es nicht gelungen ist, diese Fauna mit Sicherheit zu bearbeiten, werden sich unwiderlegliche Schlüsse über die Altersstellung dieser Stufe und ihre Parallelisierung mit analogen Bildungen der Nachbargebiete nicht ziehen lassen.

Nach Ablagerung dieser altdiluvialen Mergelsande folgte also wiederum eine Erosionsperiode, die jene Ablagerungen zum großen Teil wieder zerstörte. Über ihre Reste und in die wieder ausgeräumten Wannen legte sich dann die Grundmoräne, Berg und Tal mit einer Decke überziehend, und zwar meist auf dem Nordabfall der größeren Hügel in größerer Mächtigkeit als auf dem Südabfall. An der Basis des jungdiluvialen lößähnlichen Lehms oder Lößlehms findet sich in der Unnaer Gegend stellenweise eine Bildung, die der Grundmoräne sehr ähnlich ist und wahrscheinlich als ein Relikt dieser anzusehen ist. Ebenso möchte ich auch die Steinsohle, die sich fast überall, besonders da, wo echter Löß und Sandlöß fehlen, an der Basis des lößähnlichen Lehms findet und im Verbreitungsgebiet des Glazialdiluviums durchweg aus nordischen Geschieben besteht, als einen Rest der zum großen Teil wieder zerstörten Grundmoräne ansehen. Beweisend für diese Auffassung sind unter anderen die großen Aufschlüsse der Spülversatzgrube bei Schacht IV der Zeche Herkules südlich vom Westdeutschen Eisenwerk, wo

stellenweise an der Basis des Löß nur eine Steinsohle erhalten geblieben ist, die aber an anderen Stellen in den gleichen Aufschlüssen auch in echte Grundmoräne übergehen kann. Die nordische Grundmoräne überschreitet als geschlossene Decke das Hellweger Tal, das den Fuß des Haarstrangs von Soest bis Dortmund begleitet, im östlichen Teil dieses Gebietes nur stellenweise (z. B. bei Soest). Erst abwärts von Dortmund, wo das alte Hellweger Tal nach Norden umbiegt und von der Emscher durchflossen wird, hat die Grundmoräne das alte Tal in geschlossener Decke überschritten und überkleidet nun, weit nach Süden ausgreifend, die Nordabhänge des Plateaus.

In der Bochumer Gegend tritt die Grundmoräne an keinem Punkte zutage; sie war jedoch in Bohrungen bis zu der Eisenbahnlinie Bochum-Steele nachzuweisen. An die Oberfläche tritt sie bei Gelsenkirchen und in besonders charakteristischer Ausbildung in Rotthausen. Aber auch in der Gegend von Kray und Frillendorf besitzt die Grundmoräne noch eine ansehnliche Mächtigkeit bis zu 4 m, ein Beweis, daß ihre heutige Südgrenze in der Gegend von Essen wohl nicht mehr die ursprüngliche ist, sondern durch Erosion verändert wurde. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn WUNSTORF greift sie bei Kettwig über die Ruhr über. Die Zusammensetzung der Grundmoräne ist selbst an diesen weit nach Süden vorgeschobenen Punkten noch eine durchaus normale, daneben kommt allerdings in der Gegend von Weindorf bei Rotthausen und Ückendorf bei Gelsenkirchen eine etwas sandigere Ausbildung der Grundmoräne vor, die sich aber durch ihre Struktur immer noch als echte Grundmoräne erkennen läßt.

Das Glazialdiluvium besitzt in unserer Gegend nirgends mehr frische Oberflächenformen. Seine Formen tragen durchaus senilen Charakter; auch die Spuren der Stillstandslagen sind fast vollständig wieder verwischt, wozu allerdings auch die starke Lößbedeckung, welche die glaziale Ablagerung überzieht, in großem Maße beigetragen hat. Eigentliche Bildungen, die als Ablagerungen des Eisrandes während vorübergehenden Stillstandes anzusehen sind, sind innerhalb dieses Gebietes nur wenig bekannt geworden. Hiervon sind zunächst die endmoränenartigen Bildungen von Langendreerholz und Grabeloh zu nennen, die sich im Westen an die Carbonrücken der Kaltenhardt und im Osten an die ebenfalls aus carbonischen Werksteinen bestehenden Höhenzüge von Stockum und Dören anlehnen. Sie sperren zwischen diesen aus alten Gesteinen bestehenden Bergzügen eine große Senke vollständig ab und bilden darin Wälle von beträchtlicher Höhe, die das umgebende

Gelände um 20 m und mehr überragen und dabei vollständig, wie Bohrungen der Gelsenkirchener Bergwerks-Aktiengesellschaft ergaben, aus Kiesen und Sanden bestehen. Der Hauptwall verläuft in annähernd ostwestlicher Richtung; nach Norden hin schließt sich jedoch eine Reihe von isolierten Kuppen an, die zum Teil aus Kies und teilweise auch aus feinen, nahezu horizontal geschichteten Sanden bestehen. Diese eigenartigen

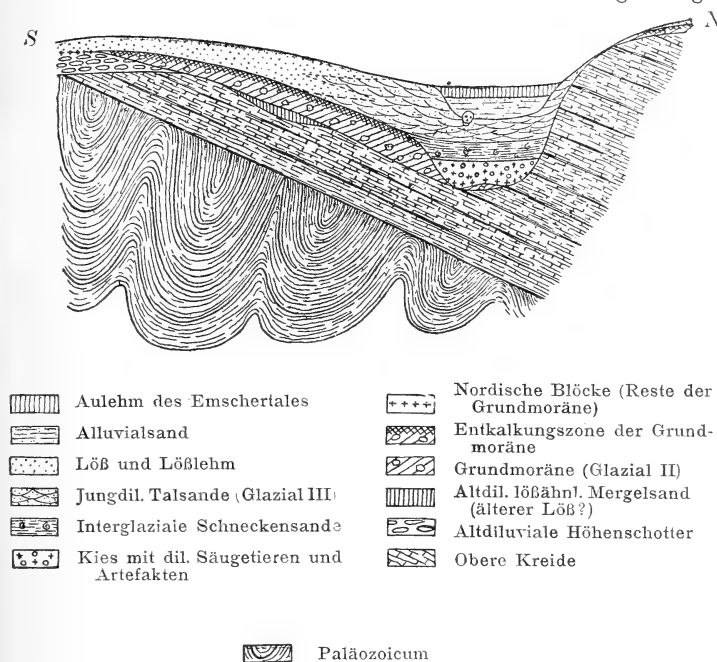


Fig. 2.

Schematisches Profil durch das Diluvium des Emschertales und der benachbarten Hochflächen des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirkes. (Stark überhöht.)

Feinsande, die sich in diesen Kuppen, namentlich am Heimelsberg, in großer Verbreitung finden, legen den Gedanken nahe, daß es sich hier nicht um eine echte Endmoräne handelt. Soviel ist aber sicher, daß diese ganzen Höhen als eine randliche Bildung des Inlandeises aufzufassen sind und vielleicht als Ablagerungen eines sehr bedeutenden Gletschertores angesehen werden müssen. Wo das Material dieser Kieshügel gröber wird, so daß eine Bestimmung der

einzelnen Komponenten ausführbar ist, kann man feststellen, daß neben reichlichem Material nordischer Herkunft und solchem, daß einer nahen nördlichen Heimat entstammt, auch Gerölle vorkommen, deren Heimat im Süden zu suchen ist, und die wohl ohne Frage aus älteren diluvialen und pliocänen Schotterablagerungen aufgenommen sind.

Den Endmoränencharakter hat eine Blockpackung, die im letzten Sommer südlich von Hörde aufgeschlossen war, noch deutlicher bewahrt.¹⁾ Hier fand sich bei der Erweiterung des Güterbahnhofes von Hörde unter dem Löß eine mächtige Blockpackung, deren Entstehung nur als Endmoräne zu deuten ist. Diese Blockpackung tritt orographisch allerdings gar nicht hervor; sie scheint eingeebnet zu sein, und die letzten Reste ihrer eigentlichen Oberflächenform sind ohne Frage durch die Lößbedeckung vollständig verwischt, so daß nur noch eine schwache schildförmige Aufwölbung zu erkennen ist. Sie besteht fast ganz aus mächtigen Blöcken der carbonischen Gesteine, die mehr oder weniger abgerundet sind, insbesondere fand sich reichlich das Konglomerat aus dem Liegenden des Flözes Finefrau vertreten, das in einem Bergrücken einige hundert Meter nördlich von dieser Endmoräne zutage tritt und vom Eis überschritten werden mußte. Die mächtigen Sandsteinblöcke, die bis zu $1\frac{1}{2}$ m Durchmesser erreichen, sind durch mehr oder weniger zerriebenes und aufgelöstes Schiefertonsmaterial der in der Nachbarschaft anstehenden carbonischen Schichten verkittet. Zwischen diesen Blöcken einheimischer Herkunft finden sich nun aber auch echte nordische Blöcke: Granit, Gneis und Pegmatit, Rapakiwi und verschiedene Porphyre, die zum Teil noch $\frac{1}{2}$ m Durchmesser erreichen. Kreidegeschiebe finden sich hierin nicht. Sie sind anscheinend vollständig zerstört, ein Beweis für das wahrscheinlich hohe Alter der Glazialablagerungen. Hierfür spricht auch, daß die Grundmoräne selbst eine sehr tief gehende Entkalkung aufweist. Sie ist überall dort, wo sie in größerer Mächtigkeit auftritt, bis 1,5 oder 2 m Tiefe entkalkt, auch dann, wenn sie von kalkhaltigen Lößbildungen überlagert wird. Es ist bekannt, daß die 3. Vereisung den Teutoburger Wald und auch die Weser nicht mehr überschritt. Auch diese Verwitterungserscheinungen und die senilen Oberflächenformen des Glazialdiluviums lassen neben den Beziehungen zum Löß darauf schließen, daß man es bei diesen Grund- und Endmoränen

¹⁾ Die ersten Nachrichten über diese wichtigen Aufschlüsse verdanke ich den Herrn A. FRANKE in Dortmund und A. LAURENT in Hörde.

mit Ablagerungen einer der älteren Vereisungsperioden zu tun hat.

In den Tälern ist die Grundmoräne teilweise wieder ausgeräumt, sie ist hier vielleicht schon während des Rückzuges des Inlandeises durch die Schmelzwässer wieder vollständig zerstört, die grobe Kiese und an der Basis eine Lage von mächtigen Blöcken, den Auswaschungsrückstand der Grundmoräne, hinterließen. Mit diesen Kiesen, die sich nach Zer-

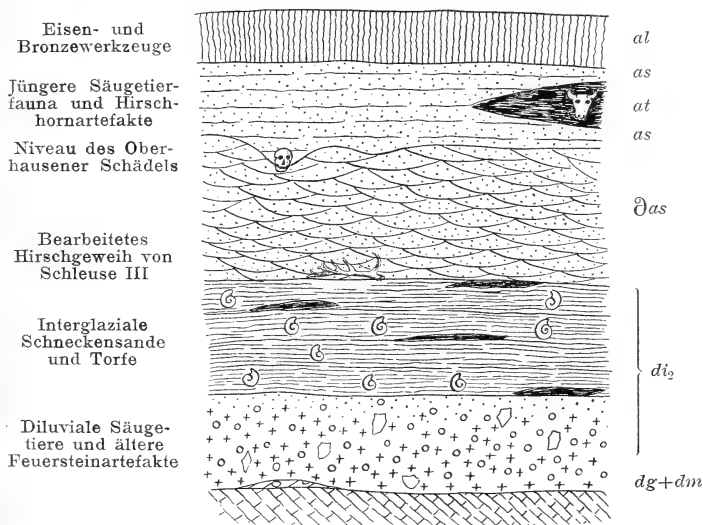


Fig. 3.

Profil von Alluvium und Diluvium im Emschertal
(nach den Aufschlüssen des Rhein-Herne-Kanals zusammengestellt).

störung der Grundmoräne in den Tälern abgesetzt haben, findet sich nun namentlich im Emschertal eine sehr reiche Säugetierfauna, die in gleicher Weise auch in den tieferen Aufschlüssen des Lippetals wieder nachgewiesen werden konnte. Neben *Elephas primigenius* trat besonders reichlich *Rhinoceros tichorhinus*, *Cervus euryceros*, Rentier, *Cervus elaphus*, *Bison priscus*, *Bos primigenius* sowie die übrigen Säugetiere der Rixdorfer Fauna auf. Diese Fauna in den älteren Kiesen, die auf der nebenstehenden Fig. 3 als dg bezeichnet wurden, hat an Ort und Stelle gelebt. Ihre Erhaltung ist eine so vorzügliche, daß ein Wassertransport gänzlich ausgeschlossen erscheint. Auch die feinsten Einzelheiten der Struktur der

Knochen ist vollständig erhalten geblieben; nirgends zeigen sich irgend welche Spuren der Abrollung. Ihr Erhaltungszustand und ihre Lagerungsverhältnisse lassen einzig und allein den Schluß zu, daß diese Fauna an Ort und Stelle gelebt hat.

Gleichzeitig mit diesen Säugetieren finden wir auch die ersten Spuren des Menschen in dieser Gegend. In diesem ältesten fossilführenden Horizont des Diluviums, den ich seiner Fauna und vor allem den stratigraphischen Verhältnissen entsprechend als Interglazial II ansehe, fanden sich eine große Anzahl von Artefakten, darunter eines vom Moustérien-Typus, über deren Lagerungsverhältnisse usw. von Herrn MENZEL und mir bereits in der Anthropologischen Gesellschaft¹⁾ berichtet ist. Über diese Fauna und die menschlichen Artefakte in ihrer Begleitung wird Herr MENZEL im Anschluß hieran Näheres berichten.

An der oberen Grenze dieser Kiese stellen sich vereinzelte Landschnecken ein. Diese werden in den horizontal geschichteten Sanden, die hier im Emschertal auf diesen Säugetierreste führenden Kiesen auflagern, ganz besonders zahlreich. Sie enthalten eine überaus individuenreiche Fauna, unter denen besonders die großen Succineaformen sofort auffallen. Von unten nach oben lassen diese Schnecken zunächst auf eine Wärmezunahme des Klimas schließen, während sich im oberen Teile dieser Schneckenschichten wieder Formen einstellen, die nach den Untersuchungen von Herrn H. MENZEL auf ein kälteres Klima schließen lassen. Diese Tatsache ist von besonderer Wichtigkeit bei Beurteilung des Alters der darüber folgenden kreuzgeschichteten, gröberen Sande.

In diesen Schneckenschichten eingeschaltet finden sich an verschiedenen Stellen schwache Torflager, die vorwiegend aus Wasserpflanzen aufgebaut sind. Zwei größere Proben hiervon hatte ich Herrn J. STOLLER übergeben, der die Bestimmung der Pflanzen freundlichst übernahm und an bestimmbaren Resten darin folgende feststellte:

Potamogeton trichoides CHAM.
 „ *densus* L.
 „ *fluitans* ROTH.
 „ cfr. *vaginatus* TURCZ.
 „ sp.

¹⁾ R. BÄRTLING: Über das geologische Alter der Funde von Menschenresten und Artefakten im niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk. Zeitschr. f. Ethnologie 1912, Februarsitzung. H. MENZEL: Ebenda.

Carex sp. sp.
Scirpus sp. sp.
Heleocharis sp.
Ranunculus aquatilis.
" *flammula* L.
Hippuris vulgaris L.
Menyanthes trifoliata L.

Diese Flora fand sich in Torfen beim Bau der ersten Dükerbaugrube westlich von Altenessen. Eine zweite, von Herrn STOLLER untersuchte Probe hatte ich am Ostende der nördlichen Kammer der Schleusenbaugrube VI bei Herne entnommen. Die aufgefundene Flora von diesem Fundort war weniger reich, stimmte aber im übrigen ganz mit der Flora von Altenessen überein.

Während sich im Emschertal diese interglazialen Schnecken-schichten absetzten, über deren Fauna Herr MENZEL im Anschluß noch berichtet, ging auf dem Hochplateau die intensive Entkalkung der Grundmoräne vor sich, deren Kalkgehalt bis 2 m tief vollständig zerstört ist. Auf diese verwittrte Grundmoräne lagerte sich dann der jüngere Löß ab. Dieser jüngere Löß beginnt an seiner Basis mit einem Sandlöß, der reich an Land- und Süßwasserschnecken ist. Eine besonders reiche Fauna hiervon lieferte der Tunnelbau des Entwässerungskanals für den Wattenscheider Bach unter den Tagesanlagen der Zeche Rhein-Elbe III. Der Sandlöß ist an seiner Basis stark von Sand und auch gelegentlich von schwachen Kieslagen durchsetzt. Seine Schneckenfauna stimmt im wesentlichen mit dem höchsten Teil der Schneckenschichten des Emschertals überein, unterscheidet sich aber durch das reichliche Vorkommen kälteliebender Formen wie *Pupa columella*.

Dieser deutlich geschichtete Sandlöß geht nach oben hin allmählich in ungeschichteten Löß über, der keine Fauna mehr führt, und der sich lediglich durch das Vorkommen von Wurzelröhrchen auszeichnet. Lößkindel sind sehr selten; sie fanden sich bei Holzwicke, Asseln, Wickede und besonders bei Dahlhausen (Blatt Essen).

An der Oberfläche ist dieser Löß entkalkt zu Lößlehm und zeigt dabei eine Bänderung, die den Eindruck von Schichtung hervorruft. Diese Schichtung scheint darauf hinzudeuten, daß in der Nähe der Oberfläche nachträglich vielfach eine intensive Umlagerung des Lößlehms stattgefunden hat. Die Verknüpfung des Lößlehms mit dem Löß und des äolischen Lösses mit dem Sandlöß ist im Osten des bisher untersuchten Gebiets nirgends nachzuweisen. Sie ist aber ganz besonders deutlich in der

Umgebung von Essen und Gelsenkirchen. Der Lößcharakter dieser Bildungen, der im Osten durch intensive Verwitterungsvorgänge stark verwischt ist, tritt nach Westen hin immer deutlicher hervor. Bei den hier zuerst aufgenommenen Meßtischblättern im östlichsten Teil des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirks ist lediglich Lößlehm vorhanden. Gute Aufschlüsse von eigentlichem Löß oder gar von Sandlöß sind außerordentlich selten. Sie sind jedoch bei Hörde, Wickede, Asseln und ähnlichen Punkten in späterer Zeit beobachtet und beweisen, daß auch jener „lößähnliche Lehm“ im Osten des Kohlenreviers identisch mit dem Lößlehm von Essen ist, der so außerordentlich eng mit dem echten Löß verknüpft ist. Es wird aus diesem Grunde wohl das zweckmäßigste sein, wenn man auch für die östlichen Teile des Verbreitungsgebiets die bislang gebrauchte Bezeichnung „lößähnlicher Lehm“ nunmehr, nachdem die Natur dieser Bildung feststeht und durch die Beobachtungen im Westen nachgewiesen ist, daß es sich um einen entkalkten, nur wenig sekundär umgelagerten echten Löß handelt, durch die einfachere Bezeichnung „Lößlehm“ zu ersetzen.

Die Mächtigkeit der ganzen Lößablagerung, die Lößlehm, äolischen Lehm und Sandlöß umfaßt, ist großen Schwankungen unterworfen; sie erreicht stellenweise bis zu 10 m und schrumpft an andern Stellen wieder bis auf 2 oder 3 m zusammen. Sie ist am größten im nördlichen Teile des Gebirgsvorlandes, besonders in der Gegend von Altenessen, Wattenscheid, Bochum und auf dem Harpener Hochplateau. Nach Süden hin gegen den Gebirgsabhang nimmt sie beständig an Mächtigkeit ab und löst sich schließlich zu einer vielfach unterbrochenen Decke von geringer Mächtigkeit, die Ungleichheiten des Untergrundes ausgleichend, auf.

Die Fauna dieses jüngeren Sandlösses, in der bereits die kälteliebenden Elemente stärker hervortreten, deutet darauf hin, daß der Löß als das Äquivalent der letzten Vereisung anzusehen ist, die nicht mehr bis in dieses Gebiet vordrang.

In den Tälern finden wir an Stelle des Lösses im Hangenden der Schneckschichten wieder stark diskordant geschichtete Sande, die stellenweise in gröbere Kiese übergehen. Aus der Natur dieser Bildung läßt sich auf eine vollkommene Änderung der Sedimentationsverhältnisse der Flüsse schließen. Diese in der Fig. 3 mit 3a bezeichneten Talsande sind im wesentlichen als das Äquivalent der Lößbildung auf den Hochflächen anzusehen. Nach der schematischen Fig. 2, die die Lage-

rungsverhältnisse und Beziehungen der einzelnen Diluvialbildungen zueinander darstellen soll, könnte es scheinen, als ob die von mir angegebene Verzahnung beider Bildungen durch Herabwandern des Lösses auf diese Sande in den Tälern zurückzuführen sei. Es ist jedoch dabei zu beachten, daß diese Figur nur schematische Darstellung geben soll und mit ganz bedeutender Überhöhung gezeichnet ist. Der Übergang beider Bildungen ineinander läßt sich verschiedentlich im nördlichen Teil des Blattes Dortmund in der Umgebung von Herne sowie an andern Stellen im Norden des untersuchten Gebiets feststellen. Die geologische Spezialkarte Blatt Dortmund (1:25 000) läßt deutlich erkennen, daß die Grenze zwischen Talsand und Lößlehm nicht an die Abhänge gebunden ist, sondern über Berg und Tal hinweggeht. Ein Zusammenhang in der Art, daß beide sich im wesentlichen vertreten, ist also meiner Auffassung nach sicher nachzuweisen. Es ist jedoch nicht unmöglich, daß die Bildung des Lösses, besonders des Sandlösses, bereits in eine etwas frühere Periode fällt als die Ablagerung der Talsande.

Auch in diesen Talsanden fand sich stellenweise noch eine Säugetierfauna, die sich eng an die Fauna der älteren Kiese anschließt. Besonders häufig kommen an der unteren Grenze gegen die Schneckenschichten Cerviden vor. Darunter fand sich in der Schleußenbaugrube III bei Scheppmannshof nördlich vom Bahnhof Dellwig ein wundervolles, von Menschenhand bearbeitetes Rothirschgeweih, das in der Abbildung auf Taf. IV Fig. 1 wiedergegeben ist. Die Stangen lassen deutlich erkennen, daß sie von Menschenhand abgeschnitten sind; die rechte Stange ist jedoch nur auf der einen Seite mit einem Werkzeuge bearbeitet, auf der andern Seite zeigt sie eine Bruchfläche; sie ist also nach dem Einkerbigen auf der einen Seite abgebrochen. In den gleichen Horizont gehört auch ein eigenartiges Hirschgeweih, das in Fig. 6—8 auf S. 197 wiedergegeben ist. Über seine paläontologische Bedeutung wird Herr MENZEL im Anschluß hieran Näheres berichten.

Diese Talsande bilden ebenso wie der Löß das Äquivalent der letzten Vereisung, die nicht mehr bis in dieses Gebiet vorgedrungen ist. Hierfür spricht besonders das Vorkommen von kälteliebenden Schnecken an der oberen Grenze der interglazialen Schneckenschichten der Täler.

Die Beziehungen der einzelnen Diluvialstufen des Industriebezirks zueinander ergibt sich aus der obenstehenden schematischen Fig. 2. Sicher bestimmt durch Fauna und Lagerungsverhältnisse sind die Schichten von dem fossilführenden Inter-

glazial II an bis zu den jüngsten Bildungen des Diluviums. Aber auch die Grundmoräne möchte ich als sicheres Äquivalent der zweiten Vereisung ansehen, da in der Sedimentation keine wesentlichen Unterbrechungen seit ihrer Ablagerung mehr eingetreten sind. Die dritte Erosionsperiode, von der ich oben gesprochen habe, in die die Ausräumung der Grundmoräne aus den bereits vorhandenen Tälern fällt und ihre Entkalkung begann, ist keine so außerordentlich einschneidende Änderung, daß wir in dieser Periode die Bildungen etwa einer ganzen Vereisung suchen könnten, die nicht bis in jenes Gebiet vorgedrungen wäre. Aus dem engen Zusammenhange der Grundmoräne mit dem sicheren Interglazial II der Täler folgt, daß die Grundmoräne des Industriebezirks das Äquivalent der zweiten Vereisung ist. Es ist das die einzige Vereisung, die bis in dieses Gebiet vorgedrungen ist. Überall auf der rechten Rheinseite bis zur holländischen Grenze, wo wir eingehende Untersuchungen durch Bohrungen oder Tiefbauaufschlüsse anstellen konnten, ließ sich der Nachweis führen, daß nur eine einzige Vereisung über dieses Gebiet hinweggegangen ist, und zwar das Glazial II.

Dementsprechend verhalten sich nun auch die Täler des vereist gewesenen Gebietes und die des nicht vereisten Gebietes durchaus verschieden. Im Ruhrtale, das in dem von mir hier behandelten Teile von Arnsberg bis Werden nur im äußersten Westen von Inlandeis berührt gewesen sein kann, haben wir eine reiche Entwicklung der Terrassen, darunter mindestens 3 diluviale Terrassen, von denen die höchste wahrscheinlich in enger Beziehung zu der Grundmoräne steht, da sich häufig, wie oben erwähnt, mächtige nordische Driftblöcke auf ihrer Oberfläche finden, die wohl als ein zeitliches Äquivalent der Grundmoräne angesehen werden müssen. Die beiden tieferen Terrassen sind wahrscheinlich eng zusammengehörig und dürften mit dem Glazial III und dem Postglazial zu identifizieren sein.

Ganz anders verhalten sich nun die Täler im Gebiet des Glazialdiluviums. Hier hat die altdiluviale (erste) Erosionsperiode bereits eine Vorbildung der Täler geschaffen, die später mit Grundmoräne ausgekleidet wurden. Diese ist in der folgenden Periode in den Tälern zum größten Teil wieder zerstört, und es begann dann eine Auffüllung mit den Ablagerungen der Flüsse. Auch in den weiter nördlich gelegenen Tälern liegen ganz ähnliche Verhältnisse vor, wie wir sie aus dem Emschertal kennen gelernt haben. Die Reste der Grundmoräne im Untergrund der Täler und die geschlossene

Geschiebemergeldecke auf den Hochflächen sind identisch und Vertreter der gleichen Glazialperiode. Oft läßt sich beobachten, daß die Grundmoräne sich von den Gehängen in die Täler hinunter zieht und auf dem gegenüberliegenden Abhang wieder hinaufsteigt. Die Eiszeit hat also die altdiluvialen Oberflächenformen nicht ganz zu verwischen vermocht.

In zahlreichen Bohrungen, die weiter im Norden im Aatal bei Bocholt und im holländischen Grenzgebiet liegen, konnte häufig die Beobachtung gemacht werden, daß in einer gewissen Tiefe unter der Oberfläche unter den Sanden Torf und Sapropel führende Schichten in außerordentlich großer Verbreitung auftreten, die sich fast stets zu einem einheitlichen Horizont zusammenschließen, wenn das Netz der Bohrungen dicht genug gestellt ist. Es ist wahrscheinlich, daß dieser pflanzenführende Horizont in den Sanden der diluvialen Täler an der holländischen Grenze den schnecken- und torfführenden Interglazialschichten des Emschertals gleichzustellen und als das Äquivalent des Interglazials II anzusehen ist. Eine solche Identifizierung läßt sich zurzeit jedoch noch nicht mit voller Sicherheit ausführen.

Die älteren Schichten des Diluviums lassen eine solche Altersbestimmung noch nicht mit der gleichen Sicherheit zu. P. KRUSCH, G. MÜLLER und ich haben bei den geologischen Spezialaufnahmen im Osten des Industriebezirks die ältesten Terrassen der Ruhr als fragliches Pliocän angesprochen. Es gelang mir nachzuweisen, daß diese hoch gelegenen Terrassen im Zusammenhang mit den alten Höhengschottern stehen, die westlich von Witten bis nach Essen hin die Hochflächen bedecken. Leider ist es bislang an keiner einzigen Stelle gelungen, irgend welche Reste von Fossilien in diesen Terrassen oder den alten Höhengschottern nachzuweisen. Es ist aus diesem Grunde auch nicht möglich, mit Sicherheit ihr Alter zu bestimmen. Sie sind ohne Frage ganz bedeutend älter als die Grundmoräne der 2. Vereisung. Wir haben oben gesehen, daß nach ihrer Ablagerung eine intensive Erosion einsetzte, welche die größten Umwälzungen hervorrief, die überhaupt in dieser Gegend seit der Tertiärzeit eingetreten sind. Das Hochplateau wurde auf viele Kilometer Erstreckung hin vollständig zerstört, und Niveauunterschiede bis über 50 m Höhe in dem sonst verhältnismäßig flachen Gebiet ausgegraben. Diese wurden später aufgefüllt mit den altdiluvialen lößähnlichen Mergelsanden. Auch diese fielen auf große Erstreckung hin einer 2. Erosionsperiode wieder zum Opfer, und erst dann folgte die Einwanderung der Grundmoräne der 2. Eiszeit. Es folgt daraus, daß die

hoch gelegenen Ruhrschotter und mit ihr die höchsten Ruhrterrassen bedeutend älter sind als die zweite Eiszeit. Immerhin genügen aber alle Tatsachen, die uns bis jetzt bekannt geworden sind, noch nicht zur Durchführung einer einwandfreien Altersbestimmung; wir müssen uns daher mit einer ungefähren Altersbestimmung begnügen, daß sie an die Grenze des Pliocäns zum Diluvium zu stellen sind; die Entscheidung, ob sie zum obersten Pliocän gehören oder als die Äquivalente der ersten Vereisung oder auch des ältesten präglazialen Diluvium anzusehen sind, kann noch nicht getroffen werden. Ein altdiluviales Alter kann jedoch nicht für alle diese hochgelegenen Terrassenreste in Frage kommen. Bei Bausenhagen sind über den 3 normalen Ruhrterrassen noch 2 hochgelegene Terrassen vorhanden. Die tiefere von diesen beiden ist nach meiner Auffassung identisch mit der Terrasse vom Drüfel bei Schwerte, Trienendorf bei Wengern und den Höhenschottern des Kohlenreviers. Für diese Drüfelterrasse ist ein altdiluviales Alter wahrscheinlich, sie dürfte das Äquivalent der ersten Vereisung Norddeutschlands sein.

Erheblich höher liegen aber die Reste einer ältesten Terrasse bei Bausenhagen und am Sonnenstein bei Herdecke. Für diese „Sonnensteinterrasse“, die mit den ausgedehnten Resten von Terrassen, die von KRUSCH in der Waldemei zwischen Menden und Hemer aufgefunden wurden, identisch sein dürfte, darf man ein oberpliocänes Alter wohl mit Sicherheit annehmen. Mit dieser Terrasse sind wahrscheinlich auch die höchsten Terrassenreste von Mittelstiepel, Huttrop (am Krausen-Baum) bei Essen und von Heisingen bei Werden zu identifizieren.

Zweifelhaft bleibt das genaue Alter der altdiluvialen Mergelsande, die entweder auch als das Äquivalent der 1. Vereisung oder als Vertreter des I. Interglazials anzusehen sind. Der Beweis hierfür wird sich nur auf paläontologischer Grundlage erbringen lassen. Die Fauna, die in diesen Schichten vorhanden ist, läßt sich jedoch nur gelegentlich bei besonders tiefgehenden Aufschlüssen untersuchen.

Zum Schluß sei noch einmal kurz auf die Verbreitung der Spuren des Menschen in diesen Schichten hingewiesen. Die ersten sicheren Spuren des Menschen finden wir zusammen mit der Rixdorfer Säugetierfauna im Interglazial II des Rhein-Hernekanals. Die Verbreitung der Artefakte, über die ich besonders wichtige Nachrichten von Herrn A. TETENS in Essen erhielt, ist keineswegs eine gleichmäßige, sondern sie sind, soweit es sich um typische Stücke handelt, auf einzelne eng begrenzte Flächen beschränkt.

Besonders reich an Artefakten war die nördliche Kammer der Schleusenbaugrube VI bei Herne. Vereinzelte Artefakte hat auch Schleuse V bei Kränge geliefert, während dazwischen der Nachweis einwandfreier Stücke bis jetzt noch nicht gelungen ist. Die tiefgehenden Aufschlüsse zwischen dem bergfiskalischen Hafen bei Bottrop und der Schleuse IV bei Hessler haben keine Spur von Artefakten ergeben. Dagegen soll die Schleuse III bei Dellwig einzelne Artefakte geliefert haben; die Stücke sind mir jedoch nicht bekannt geworden. In eine etwas jüngere Periode des Diluviums, und zwar an den Schluß der Interglazialzeit II, ist das schöne, bearbeitete Hirschgeweih von Dellwig (Taf. IV, Fig. 1) zu stellen. Reicher werden dann die Spuren des Menschen an der unteren Grenze des Alluviums. Die diskordant geschichteten diluvialen Talsande, das Äquivalent der letzten Vereisung, die stellenweise neben dem Talboden als schwache Terrrasse aufragen, werden in der eigentlichen Emscher-Niederung von horizontal geschichteten Sanden mit scharfer Grenze abgeschnitten. Diese Grenze zeichnet sich in den Aufschlüssen meistens dadurch scharf ab, daß sie eine Lage von Unionen, Limnaeen und Planorben mit dunklem, faulschlammhaltigem Material enthält. Auf mehrere Kilometer Entfernung hin verläuft diese Grenze fast horizontal in rund $2\frac{1}{2}$ —3 m Tiefe unter der Oberfläche. Stellenweise bezeichnet die Unionenbank nicht genau die untere Grenze der Alluvialsande, sondern liegt etwas darüber.

Nun erregte der Fund eines Menschenschädels bei Oberhausen, dessen Erhaltungszustand vollständig mit den jungdiluvialen Säugetierfunden übereinstimmt, berechtigtes Aufsehen. Dieser Schädel fand sich beim Bau des südlichen Widerlagers der Anschlußbahn von Zeche Vondern in einer Tiefe von 4,1 m unter der Oberfläche. Die begleitenden Sande tragen den gleichen Charakter wie die jungdiluvialen Talsande. Es liegt also der Gedanke nahe, daß dieser Schädel ins Diluvium zu stellen wäre. Mit Sicherheit konnte jedoch bei der Auffindung eine Altersbestimmung nicht gemacht werden, da die Aufschlüsse hierfür nicht ausreichten. Der Schädel wurde in der Berliner Anthropologischen Gesellschaft von Herrn HANS VIRCHOW besprochen (Zeitschrift für Ethnologie 1911, Heft 3—4, Seite 622 und folgende), der keinerlei vom modernen Typus stark abweichende Merkmale feststellen konnte. An derselben Stelle findet sich auch ein von mir abgegebener Bericht über die ersten geologischen Untersuchungen der Fundstelle¹⁾.

¹⁾ Zeitschr. f. Ethnologie 1911, S. 623.

Im Laufe des Winters hatte ich nun Gelegenheit, die Untersuchungen über die Fundstelle zu ergänzen, und es konnte dabei festgestellt werden, daß die durch die Unionenbank ausgezeichnete untere Grenze des Alluviums nicht an allen Stellen gleichmäßig verläuft, sondern daß sich namentlich im Unterlauf der Emscher häufig tiefere Auswaschungsrinnen quer über die Talaue hinüberziehen. Es handelt sich dabei um wahrscheinlich sehr alte Auswaschungen, die wieder vollständig ausgefüllt und eingeebnet sind, so daß an der Oberfläche nichts mehr davon zu erkennen ist. Diese Rinnen greifen bis etwa $3\frac{1}{2}$ m Tiefe¹⁾ hinab und waren besonders häufig in der Umgebung der Fundstelle des Menschenschädels von Oberhausen. Wenn auch die Baggararbeiten noch nicht bis unmittelbar an die Fundstelle heran vorgedrungen sind, so läßt sich doch aus dem Vorhandensein und dem Verlauf dieser alten Rinnen wohl der Schluß ziehen, daß auch der Schädel an der unteren Grenze einer solchen besonders tiefgehenden Auskolkung gelegen hat. Er ist demnach nicht mehr diluvialen Alters, sondern an die Basis des Alluviums zu stellen.

Einem wenig höhern Niveau gehört ein Schädel an, der sich im Kanalbauamtsbezirk Herne am Ostende der Schleusenbaugrube V bei Kränge gefunden hat. Dieser Schädel fand sich in etwa 3 m Tiefe ebenfalls in dunkel gefärbten Schichten, die von den Arbeitern als Moor bezeichnet wurden, die aber wahrscheinlich nur als Äquivalent der Unionen führenden Schichten anzusehen sind. Dieser Schädel zeigt keinerlei vom Typus des modernen Europäers abweichende anatomische Merkmale. Östlich von Herne findet sich in einem noch etwas jüngeren Niveau ein mächtiges Lager von Niedermoor, das reichlich mit Vivianit durchsetzt ist und stellenweise auch Säugetierknochen in großer Anzahl führte. Die Fauna dieser Schichten weicht ganz wesentlich von der interglazialen Säugetierfauna ab, die in den gleichen Aufschlüssen in größerer Tiefe auftreten. Es finden sich hier wiederum Cerviden und vor allen Dingen zahlreiche Pferd, Rind, Hund und Schwein, also eine Fauna, die sich schon eng an die heutige anschließt. Zusammen mit diesen Säugetierresten fanden sich im Moor auch vielfach Hirschhornwerkzeuge, von denen das Museum der Stadt Essen eine größere Anzahl erhalten hat. Die Verteilung der einzelnen Fundstellen menschlicher Artefakte ergibt sich aus dem obenstehenden Profil der Diluvialablagerungen

¹⁾ Nach neueren Beobachtungen während des Druckes bis 4 m Tiefe.

des Emschertals (Fig. 3). Über die Altersbestimmung dieser Funde ist von Herrn MENZEL und mir in der Berliner Anthropologischen Gesellschaft besonders berichtet. Wegen weiterer Einzelheiten sei auf diese Mitteilung hier verwiesen.¹⁾

Die jüngsten Bildungen des Alluviums bestehen aus einem schlickartigen Aulehm, der beim Austrocknen klüftig zerfällt. Auch dieser hat noch stellenweise Spuren des Menschen geliefert, die aber bereits auf moderne Kulturstufen schließen lassen. Neben Resten von Eisenwerkzeugen sollen sich auch Bronzewerkzeuge darin gefunden haben.

Herr H. MENZEL berichtet im Anschluß daran über die Quartärfauna des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirkes. (Hierzu Taf. IV und 6 Textfiguren.)

Im Sommer 1911 hatte ich dank dem freundlichen Entgegenkommen meines Kollegen Herrn BÄRTLING Gelegenheit, die gewaltigen Aufschlüsse, die beim Bau des Rhein-Herne-Kanals entstanden sind, aus eigener Anschauung kennen zu lernen und Fossilien in ihnen zu sammeln. Außerdem stellte mir Herr BÄRTLING das sehr reiche, von ihm selbst gesammelte Material an Fossilien für meine Untersuchungen zur Verfügung.

Besonders interessant und wichtig sind die großen Aufschlüsse des rheinisch-westfälischen Industriebezirkes einmal dadurch, daß sich reiche Fossilsuiten in verschiedenen Horizonten des von Herrn BÄRTLING festgestellten Quartärprofils fanden und zum anderen, weil unter diesen Fossilien in mehreren Horizonten der Mensch auftritt.

Die Fossilien der einzelnen Horizonte und Fundstellen.

A. Die Fauna des Alluviums.

1. Die Moorschichten.

Als jüngster fossilführender Horizont treten als Einlagerung in dem alluvialen Sande unter dem Schlick die „Moorschichten“ auf, die aus einem unreinen Torf mit vielen Baumstämmen und vivianithaltiger Moorerde bestehen. Conchylien enthalten sie nicht. Dagegen fanden sich Knochen eines kleinen Rindes, ein Schädel vom Hund (Wolf?), Knochen von Hirsch und Reh sowie ein Menschenschädel und bearbeitete

¹⁾ a. a. O. 1912.

Hirschhornstücke vor. Die Artefakte, die z. T. dem Museum in Essen überwiesen worden sind, bestanden in Hirschhornhacken, wie sie aus der Kjökkenmöddingzeit bekannt geworden sind. Man wird demnach diese Bildungen sowie den Schädel vom Menschen in die ältere Kjökkenmöddingzeit (das Campignien) setzen müssen, die etwa mit der Litorinazeit gleichaltrig ist.

2. Die Uniobank.

Ein weiterer fossilführender Horizont liegt etwas tiefer, fast an der Basis der alluvialen Sande. Er zeichnet sich neben reichlichem Gehalt an Pflanzen- und Holzresten durch eine ziemlich individuenreiche Conchylienfauna aus. Es ließen sich feststellen:

Limnaea stagnalis L. in der Form
der var. *vulgaris* WEST.

Planorbis umbilicatus MÜLL.

Bythinia tentaculata L.

Unio pictorum L., eine große Form mit verkürztem Vorderteil, die mit der „Bühnenform“ GEYERS aus dem Neckar (Jahreshefte d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württ. 67, Jg. 1911, S. 368) die größte Ähnlichkeit besitzt.

Unio batavus LAM. Typus.

u. var. *hassiae* HAAS.

„ „ *pseudoconsentaneus* GEYER.

Sphaerium rivicola LAEACH.

Pisidium amnicum MÜLL.

„ sp.

Außerdem fanden sich noch einige kleine Knochenbruchstücke sowie Haselnüsse, die z. T. angebohrt waren.

3. Die Fauna vom Sellmannsbachdüker.

Eine weitere Alluvialfauna sammelte Herr BÄRTLING aus dem Aufschluß für den Sellmannsbachdüker bei Gelsenkirchen-Schalke am Rhein-Herne-Kanal. Sie war wesentlich reicher an Arten als die vorige und enthielt:

Succinea putris L.

Carychium minimum MÜLL.

Limnaea stagnalis L.

„ *palustris* DRAP.

„ *ovata* DRAP.

„ *auricularia* L.

Physa fontinalis L.

Planorbis contortus L.
„ *limophilus* WESTERL.
„ *crista* L.
„ *complanatus* L.
Ancylus lacustris L.
Valvata andreaei MENZEL.
„ *cristata* MÜLL.
Bythinia tentaculata L.
„ *leachi* SCHEPP.
Sphaerium corneum L.
Pisidium sp.
Käferflügel und eine Haselnuß.

4. Der Schädel von Oberhausen.

Der Schädel, den Herr HANS VIRCHOW im Sommer 1911 der Berliner Anthropologischen Gesellschaft vorgelegt hatte, entstammt nach den neuesten Feststellungen von Herrn BÄRTLING ebenfalls noch den Alluvialschichten, und zwar den tiefsten Lagen derselben. Er liegt also sicher etwas tiefer als der oben erwähnte.

B. Die Conchylienfauna des Diluviums.

1. Die Fauna des Löß.

Aus dem Löß des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirkes sind bisher noch keine Conchylien bekannt geworden. Dagegen erhielt ich vor einiger Zeit aus dem Löß des Münsterlandes, von Hörde, einige Schnecken durch Herrn KRUSCH, die ausschließlich zu *Pupa muscorum* MÜLL. gehörten.

2. Die Fauna von der Basis des Löß.

Im Tunnel für den Wattenscheider Bach unter Zeche Rhein-Elbe III bei Gelsenkirchen fanden sich an der Basis des Löß in geschichteten sandigen Bildungen folgende Arten:

Vallonia costata MÜLL.
Helix hispida L.
und var. *concinna* JEFFR.
„ *rubiginosa* A. SCHM.
„ *arbustorum* L.
Pupa muscorum MÜLL.
„ *columella* v. MTS.
Succinea oblonga DRAP.

3. Die Fauna der Schneckensande.

Aus dem Horizont der Schneckensande wurden an einer ganzen Anzahl von Stellen, teils von Herrn BÄRTLING, teils von mir, Faunen gesammelt, die alle ein ganz ähnliches Gepräge besaßen. Ich führe die Listen der einzelnen Fundstellen gesondert an.

a) Bernedüker bei Bottrop.

Vallonia pulchella MÜLL.
Helix hispida L.
„ *arbustorum* L.
Pupa muscorum MÜLL.
„ *columella* v. MTS.
Succinea oblonga DRP.
„ *schumacheri* ANDREAE.
„ *fagotiana* BGT.
Limnaea peregra MÜLL.
„ *palustris* MÜLL.
„ var. *turricula* HELD.
„ *truncatula* MÜLL.
Planorbis spirorbis L.
„ *glaber* JEFFR.
Pisidium rivulare CLESS.

b) Schleuse VI bei Herne.

Helix hispida L.
„ *arbustorum* L.
Pupa muscorum MÜLL.
„ *columella* v. MTS.
Succinea oblonga DRP.
„ *fagotiana* BGT.
Limnaea peregra MÜLL.
„ *palustris* MÜLL.
var. *turricula* HELD.
„ *truncatula* MÜLL.

c) Düker der Abwässer von Altenessen.

Aus torfigen Einlagerungen.

Helix hispida L.
Pupa muscorum MÜLL.
„ *columella* v. MTS.
Vertigo parcedentata AL. BR.
Succinea putris DRP.
„ *schumacheri* ANDREAE.

Limnaea ovata DRP.
„ *peregra* MÜLL.
„ *truncatula* MÜLL.
Planorbis umbilicatus MÜLL.
„ *gredleri* BIELZ.
Sphaerium mamillanum WEST.
Pisidium amnicum MÜLL.
„ sp.

d) Schleuse IV bei Heßler.

Beim Bau der Schleuse IV wurde von den Herren J. BOEHM und R. BÄRTLING aus denselben Schichten gesammelt:

Helix hispida L.
„ *arbustorum* L.
Succinea fagotiana BGT.
Limnaea palustris MÜLL.
var. *turricula* HEID.
Planorbis umbilicatus MÜLL.
Pisidium amnicum MÜLL.

e) Meckinghofen.

Beim Bau des Dortmund-Ems-Kanals war bei Meckinghofen von Herrn J. BÖHM in gleichen Schichten gesammelt worden:

Helix hispida L.
„ *arbustorum* L.
Succinea oblonga DRP.
„ *fagotiana* BGT.

f) Waltrop.

Schließlich hatte schon G. MÜLLER 1895¹⁾ bei Station 107 der Strecke Waltrop des Dortmund-Emshäfen-Kanales bei einem Brückenbau aus den gleichen Schichten

Helix hispida L.
Succinea oblonga DRP.
„ *fagotiana* BGT.

gefunden.

4. Die Fauna der Niederterrasse des Lippetales.

a) Ahse-Verlegung.

Bei Gelegenheit der Ahse-Verlegung sammelte Herr BÄRTLING bei Haus Mark in der Gegend von Hamm i. W. aus den Sanden der Niederterrasse der Lippe folgende kleine Fauna:

¹⁾ MÜLLER, G.: Das Diluvium im Bereiche des Kanals von Dortmund nach den Emshöfen. Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanst. f. 1895, S. 44.

Vallonia sp. Bruchstück.
Helix hispida L.
Succinea oblonga DRP.
„ *schumacheri* ANDR.
„ *fagotiana* BGT.
Pupa muscorum MÜLL.
Vertigo parcedentata AL. BR.
Planorbis gredleri BIELZ.
Pisidium sp.

b) Zubringerkanal Hamm-Datteln.

Denselben Schichten der Niederterrasse der Lippe entstammt eine von dem Sammler FALK der Geologischen Landesanstalt eingesandte Fauna aus dem Zubringerkanal Hamm-Datteln bei Waltrop. Sie enthielt

Helix arbustorum L.
Succinea fagotiana BGT.
„ *oblonga* DRP.
„ *schumacheri* ANDR.
Planorbis gredleri BIELZ.
Pisidium sp.

5. Spuren von Fauna im „älteren Löß“.

Unter dem Geschiebemergel der II. mittleren Vereisung hat Herr BÄRTLING an mehreren Stellen eine löß- oder mergel-sandähnliche Bildung nachgewiesen, die kalkig ist. Proben derselben, die durch Bohrungen erhalten wurden, weisen Bruchstücke von Schneckenschalen auf. Leider ließ sich keine einzige Art bestimmen. Nur soviel läßt sich sagen, daß einzelne der Bruchstücke zu einer *Helix* gehört haben müssen, während andere vielleicht eine *Succinea* gewesen sein könnten.

C. Die Wirbeltierfauna und die menschlichen Artefakte der Diluvialschichten.

a) in den Schneckensanden.

Vereinzelt kommen in den Schneckensanden auch Wirbeltierreste vor. So fand ich beim Ausschlämmen des bei Waltrop gesammelten Materiales einen Zahn von einem kleineren Wiederkäuer, etwa Reh. Ein Teil der weiter unten zu besprechenden Wirbeltierreste dürfte ebenfalls in diesem Horizont gelegen haben. Mit Sicherheit ist das von einem Rothirschschädel festgestellt, der noch die beiden sehr schön gegerlten Stangen trägt. Beide Stangen sind nun, was das Stück ganz

besonders interessant macht, vor der Einbettung desselben in die Sande abgeschnitten, d. h. sie sind ringsum mit einem schneidenden Instrument eingekerbt und dann abgebrochen. Dasselbe ist auch noch mit einer Sprosse geschehen. (Taf. IV, Fig. 1.)

b) in den Knochenkiesen.

Wesentlich reicher ist die in den kiesigen Sanden unter den Schneckschichten gefundene Wirbeltierfauna. Es sind große Massen meist gut erhaltener Knochen zutage gekommen, die zu folgenden Tieren gehören:

Elephas primigenius
Rhinoceros tichorhinus
Cervus elaphus
„ *tarandus*
„ *euryceros*
„ sp.
Bison priscus
Bos primigenius
Equus
Sus.

c) Menschliche Feuerstein-Artefakte.

Außerdem fanden sich in den kiesigen Sanden an bestimmten Stellen, so in der Baugrube der nördlichen Schleusen-kammer von Schleuse VI bei Herne und in der Baugrube von Schleuse V bei Kränge, zahlreiche bearbeitete Feuerstein-Artefakte.

II. Besprechung der Faunen und der sie einschließenden Schichten.

Welcher Art und welchen Alters BÄRTLINGS ältere Lößbildung ist, läßt sich aus der Fossilführung bisher noch nicht ersehen. Vielleicht gehört sie einem älteren Interglazial an.

Die an der Basis der Knochenkiese liegenden Reste einer ausgewaschenen Grundmoräne hält Herr BÄRTLING für die Grundmoräne der II., Haupt- (Riß-) Vereisung. Den darüberliegenden fossilführenden Schichten würde damit eine Stellung in der 2. Interglazialzeit zugewiesen werden.

Betrachtet man die Faunen näher, so fällt auf, daß zuerst die Wirbeltierfauna aus den tieferen kiesigen Sanden nicht einheitlich zusammengesetzt ist. Sie besteht aus Elementen eines kälteren Klimas wie den Resten von Ren- und vielleicht auch den Mammut- und Rhinocerosknochen. Daneben

stehen Arten, die nicht gerade ein warmes Klima verlangen, aber doch arktische Verhältnisse meiden. Von besonderem Interesse ist das ziemlich häufige Vorkommen vom Riesenhirsch. Derselbe fand sich bei Phoebe im echten 2. Interglazial in großer Menge und scheint überhaupt in Norddeutschland ein Charaktertier der jüngeren Interglazialzeit zu sein. Die Mehrzahl der Ren-, Mammut- und Rhinoceros-Reste lag ziemlich tief in den kiesigen Sanden, dicht über der Kreide. Man muß wohl annehmen, daß die kiesigen Sande und die in ihnen enthaltene Fauna sich ablagerten, kurz nachdem das Eis die Gegend verlassen hatte, also zu Beginn der Interglazialzeit.

Die nächste fossilführende Stufe stellen die Schnecken-schichten dar. Ihr Vergleich mit anderen bekannten Interglazialablagerungen, wie z. B. Phoebe, ist ohne weiteres nicht recht zugänglich, und zwar einmal, weil die facielle Zusammensetzung der Faunen zu verschieden ist. Bei Phoebe haben wir hauptsächlich eine Wasserfauna mit wenig eingeschwemmten Landschnecken vor uns. Die Conchylienfauna der Schnecken-sande vom Rhein-Herne-Kanal ist aber vorwiegend eine Landfauna, und zwar die Fauna einer Flußau, die teils etwas höher gelegen hat und mit Gras bewachsen gewesen ist, teils tiefer lag und Bruchwald getragen hat. Eine Form, die man für Interglazial 2 als leitend bezeichnen könnte, findet sich nicht in ihr. Es sei denn, daß die *Succinea fagotiana* BGT. sich noch einmal als solche herausstellen sollte. Dagegen ist ein Umstand besonders auffällig. In allen Aufsammlungen, besonders zahlreich aber in solchen aus etwas höherem Horizont, finden sich einige glaziale Formen wie *Pupa columella* und *Vertigo parcedentata*. Es scheint mir daraus mit Sicherheit hervorzugehen, daß die Bildung dieser Schichten, zum mindesten in ihren späteren Lagen, schon wieder zu einer Zeit mit kälterem Klima stattfand. Ich möchte in dieser kälteren Zeit die Ankunft der letzten Eiszeit erblicken, die nicht bis in das Emschertal vordrang, aber, wie auch Herr BÄRTLING annimmt, zur Zeit ihrer größten Verbreitung ihre Einwirkung in Gestalt der diskordanten „Talsande“ über den Schneekensanden kundgab.

Diese diskordanten Sande setzen auch die Niederterrasse zusammen, die das Emschertal zu beiden Seiten der alluvialen Talsohle begleitet. Im Emschertal selbst sind bisher noch keine Fossilien aus der Niederterrasse bekannt geworden. Dagegen konnte ich oben von zwei Stellen aus dem Lippetal Fossilien der Niederterrasse anführen. Diese Fauna enthielt

neben Formen, die klimatisch entweder indifferent oder noch nicht genügend bekannt sind, eine Reihe von glazialen Elementen, während wirklich gemäßigte vollkommen fehlen. Es steht also nichts im Wege, die Niederterrasse als eine glaziale Ablagerung, als eine Bildung zu bezeichnen, die entstand, während weiter im Norden das Eis lag.

Außerhalb der Täler, in denen die Niederterrasse aufgeschüttet wurde, liegt der Löß. Herr BÄRTLING setzt seine Entstehung in die letzte Eiszeit. Diese Auffassung ist bislang durch Fossilfunde im Löß nicht zu stützen. Die *Pupa muscorum* von Hörde ist klimatisch nichtssagend. Dagegen läßt sich das Vorkommen von *Pupa columella*, einer glazialen Form, sowie das völlige Fehlen wärmeliebender Arten aus den Schichten an der Basis des Lösses vom Rhein-Elbe-Tunnel wohl mit einer glazialen Entstehung der Fundschichten in Einklang bringen.

Was nun die Alluvialfaunen betrifft, so deutet deren Zusammensetzung darauf hin, daß sie aus einer Zeit stammen, wo das gemäßigte Klima und mit ihm die Conchylienfauna wieder voll zurückgekehrt war. Es fehlen also zwischen den jedenfalls glazialen fossilereen diskordanten Talsanden und der *Unio*-Bank die „Spätglazialbildungen“, wenn man dieselben nicht in den Lößablagerungen sehen will.

Die Menschenreste und -Spuren.

Der Menschenschädel aus den „Moorschichten“ bei Herne hat nach der geologischen Lagerung und den begleitenden Artefakten höchstwahrscheinlich ein mesolithisches Alter und ist dem Campignien zuzurechnen. Der Schädel von Oberhausen scheint indessen etwas älter zu sein. Begleitende Artefakte sind nicht gefunden; er selbst lag aber ganz an der Basis der alluvialen Sande. Es ist deshalb sehr wahrscheinlich, daß er älter als Campignien ist und etwa ins Azilien zurückgeht; doch muß seine genaue Altersbestimmung noch unsicher bleiben. Auf jeden Fall scheint er mir älter als der andere Schädel zu sein.

Die im Diluvium gefundenen menschlichen Artefakte sind von großem wissenschaftlichen Interesse, denn ihre geologische Bestimmung ist so sicher wie möglich. Außerdem ließ sich auch einer der Feuersteinartefakte mit Sicherheit einer bestimmten Kulturperiode zuteilen.

Die gefundenen Artefakte bestehen einmal aus dem schon oben erwähnten Hirschschädel mit den abgeschnittenen Stangen

und Geweihenden. Dieses Stück lag etwas höher als die andern Funde an der oberen Grenze der Schneckschichten. In den Knochensanden kamen nur Feuersteinartefakte zutage. Diese bestehen einmal in der Mehrheit aus atypischen Stücken, wie sie z. B. im Praechelléen Frankreichs oder im Mesvinien und Strépyien Belgiens auftreten. Es sind das z. T. Lamellen von ganz unregelmäßiger Gestalt, die eine oder mehrere gut retouschierte Kanten besitzen und die im älteren Palaeolithicum weit verbreiteten Schaber und Kratzer darstellen. Daneben kamen in einer ziemlichen Anzahl rohe Fäustel vor, die eine breite, dicke, glatte Rückseite und eine künstlich zugeschlagene Spitze oder Schneide aufweisen.

Diese Stücke finden sich, wie gesagt, schon aus der Zeit vor dem Chelléen. Sie treten bei uns in Deutschland an mehreren Stellen im 1. (Mindel-Riß-)Interglazial auf. Ich selbst habe solche in Hannover und bei Wegeleben gesammelt. Herr WIEGERS hat ähnliche Formen von Hundisburg bekanntgemacht. Diese selben Stücke kommen aber auch noch im sicheren 2. (Riß-Würm-)Interglazial vor, wie einmal die Stücke aus dem Rhein-Herne-Kanal zeigen und wie die Funde von Phoebe und anderen Stellen der Berliner Gegend darlegen, die ich in der Berliner anthropologischen Gesellschaft 1910 vorgelegt habe. Eine Horizont- oder Kulturbestimmung ist mit diesen Stücken nicht auszuführen; sie sind eben „atypisch“.

Herrn WIEGERS gelang es indessen bei Hundisburg unter diesem atypischen Material ein Stück nachzuweisen, das er dem Acheuléen zuzurechnen vermochte. Die Fundstelle erklärte er früher bei Annahme nur zweier Vereisungen für „interglazial“. Heute stellt er die Hundisburger Kiese, da es ihm gelungen ist, in der dortigen Gegend das Vorhandensein dreier Vereisungen festzustellen, in das 1. Interglazial. Ich habe früher schon betont und muß daran festhalten, daß die Hundisburger Kiese in das Ende der 1. Interglazialzeit, vielleicht sogar schon in den Anfang der 2. (Riß-)Eiszeit zu stellen sind. Wir hätten demnach das Acheuléen bei uns in den Ausgang der 1. Interglazialzeit oder in den Anfang der II. Eiszeit zu setzen.

Im Rhein-Herne-Kanal fand sich nun zwischen den atypischen Stücken ein sehr gut geformtes Artefakt, das sich einem bestimmten Kulturkreise zurechnen läßt. Es ist das eine etwas gebogene, von allen Seiten bearbeitete längliche Spitze, die am unteren Ende etwas verdickt ist und abgestumpfte Kanten hat, nach der Spitze zu aber sorgsam angeschärft ist, und zwar auf der konkaven Seite etwa von der

Mitte aus, auf der konvexen Rückseite erst im oberen letzten Viertel. Sie ist auf der einen Seite etwas flacher als auf der anderen. Dies Stück hat nun nach Ansicht des Herrn WIEGERS, die ich hier durchaus teile, die größten Beziehungen zu Formen aus der Moustérien-Kultur. Es läge demnach eine Moustier-Spitze vor. Sie ist in den tieferen Schichten des Interglazials 2 gefunden worden, und Fundumstände und Erhaltung zeugen

Übersichtstabelle.

Alluvium	Post-	Myazzeit	Metallzeiten	Bronze- und Eisen- geräte im Schlick
			Neolithicum	
	Spät-	Litorinazeit	Campignien	Schädel aus d. Moor- schichten von Herne
		Ancyluszeit	Azilien	Schädel von Ober- hausen
		Yoldiazeit	Magdalénien	
Diluvium		III. (Würm-) Eiszeit	Solutréen	
			Aurignacien	
		2. Interglazialzeit	Moustérien	bearb. Hirschgeweih Funde aus dem Diluvium des Rhein- Herne-Kanals
		II. (Riß-) Eiszeit		Feuersteinartefakte
		1. Interglazialzeit	Acheuléen	Funde von Hundis- burg
			Chelléen	<i>Homo Heidelbergensis</i>
		I. (Mindel-) Eiszeit	Praechelléen	
Tertiär				

dafür, daß sie nicht aus anderen Schichten ausgewaschen und hier eingebettet ist, sondern daß sie zur Zeit der Entstehung ihrer Fundschichten wohl direkt aus Menschenhand an ihre Fundstelle gelangt ist. Wir hätten also danach das Moustérien an dieser Stelle in den Beginn des Interglazials 2 zu setzen.

Welcher Kultur der Hirschschädel mit dem abgeschnittenen Geweih aus den Schneckensanden zugehört, ist natürlich nicht weiter zu entscheiden. Er zeugt aber dafür, daß menschliche Besiedelung im Emschertal bis in den Ausgang der Interglazialzeit vorhanden gewesen sein muß. Funde von R. R. SCHMIDT machen es aber wahrscheinlich, daß das Moustérien die ganze jüngere Interglazialzeit überdauert und bis in den Beginn der letzten (Würm)-Eiszeit gereicht hat. In der Tabelle auf Seite 187 ist versucht worden, die für das nördliche Deutschland nachgewiesenen geologischen Horizonte des Quartärs mit den menschlichen Kulturstufen zu parallelisieren und in diese Übersicht die Funde vom Rhein-Herne-Kanal sowie einige andere einzuordnen.

III. Paläontologische Bemerkungen.

Gattung *Helix*.

Valloni finden sich nur spärlich. Nur die beiden Arten *V. costata* und *pulchella* ließen sich mit Sicherheit erkennen. Von *V. tennilabris*, die man erwarten sollte, ist keine Spur vorhanden.

Trichia. Die Formen dieser Untergattung treten in allen drei diluvialen Stufen recht häufig auf. Insbesondere ist es *Tr. hispida*, die in einer großen Anzahl und einer Reihe von Varietäten vorkommt.

Neben dem Typus war die flache weitgenabelte Varietät *concinna* JEFFR. mit am häufigsten. Aber auch hohe enggenabelte Formen sind nicht selten, die ich zu var. *septentrionalis* CL. stellen möchte. In den Schichten von der Basis des Löß im Tunnel Rhein-Elbe fand sich auch ein skalarides Exemplar.

Auch die seltenere *Tr. rubiginosa* A. SCHM. kam in einigen Exemplaren vor. Für sie müssen ja die etwas feuchteren Stellen der diluvialen Emscher-Flußauflage ein passender Wohnplatz gewesen sein.

Arianta. Ebenfalls sehr häufig ist *Arianta arbustorum* L. Sie tritt teils in normaler Größe und Gestalt auf, teils in mehreren Varietäten, unter denen einmal die var. *trochoidalis*

ROFFIAEN zu nennen ist und zum anderen die Kümmerform *var. alpicola* FÉR. Man muß GEYER¹⁾ durchaus zustimmen, wenn er ausführt, daß das Vorhandensein von *var. alpicola* z. B. im Löß nicht dazu zwingt, ein kälteres Klima zur Bildungszeit desselben anzunehmen. Man darf aber nun daraus nicht den weiteren Schluß ziehen, daß der Löß demnach keine glaziale Bildung sei.

Gattung *Pupa*.

Pupilla. Ziemlich häufig in allen 3 diluvialen Bildungen ist *Pupa muscorum*, die ja auch im echten Löß auftritt. Da sie eine sehr weit verbreitete Schnecke ist, lassen sich aus ihrem Vorkommen keinerlei Schlüsse klimatischer Art ziehen.

Sphyradium. In den Schneckensanden wie auch in den Schichten von der Basis des Löß findet sich in ziemlicher Häufigkeit *Sph. columella*. Ihr Vorkommen im nördlichen Deutschland ist meines Wissens auf Bildungen beschränkt, die unter glazialem Klima entstanden sind. *Pupa Gredleri*, die ich mit BOETTGER für ein glattes Synonym derselben halte, zeigt durch ihr Auftreten in den Alpen ausschließlich in Höhen über 1500 m, daß wir berechtigt sind, *Sph. columella* als glaziale Leitform anzusehen.

Vertigo. Auch *V. parcedentata* AL. BR. halte ich für eine Leitform glazialer Ablagerungen.

Gattung *Succinea*.

Neritostoma. *N. putris* tritt in den alluvialen Bildungen als einzige *Succinea* auf und findet sich in einem einzigen Exemplar in den Schneckensanden.

Lucena. Sehr viel häufiger ist diese Gruppe vertreten. *L. oblonga* ist überall in Fülle vorhanden, und zwar zeigt sie in allen Ablagerungen eine ganz auffallende Konstanz der Form. Sie tritt in Stücken auf, die die Durchschnittsgröße kaum erreichen und verhältnismäßig schmal bleiben. Ich stellte mehrfach folgende Maße fest: Länge 6 mm, Durchm. 3 mm. Sie gleichen sehr den von ANDREAE beschriebenen schmalen Formen aus dem Sandlöß von Hangenbieten. Unter den Hunderten von Exemplaren, die mir vorliegen, ist nicht eine einzige der *var. elongata* AL. BR.

¹⁾ GEYER, D., *Helix (Arianta) arbustorum* L. und das Klima der Lößperiode. Jahrb. u. Mitteil. d. Oberrhein. geol. Vereins N. F. Bd. 2, 1912, S. 66 ff.

Daneben tritt ziemlich selten in den Schneckensanden, etwas häufiger in der Lippe-Niederterrasse die *L. schumacheri* ANDR. auf, die im allgemeinen auch als eine Freundin kühleren Klimas anzusprechen ist.

Sehr häufig, und gewissermaßen die Leitform für die Diluvialablagerungen des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirkes und vielleicht auch des Münsterlandes bildend, tritt eine schöne *Succinea* auf, die einige Schwierigkeiten bei der Bestimmung machte. Es ist das eine ziemlich große Form mit einem lang ausgezogenen Gewinde, tiefen Nähten und rundlicher Mündung. Umgänge 4—4½, Länge 14; Breite 8. Länge der Mündung 9 mm. Obwohl die Übereinstimmung nicht vollkommen ist, so möchte ich diese Form doch zu *Succinea (Lucena) fagotiana* BGT. stellen.

Das heutige Vorkommen dieser Art liegt hauptsächlich in Frankreich, Belgien, Italien und Ungarn; in Deutschland ist sie nur auf wenige Fundorte beschränkt (bei Halle und Bitterfeld). Ihre Lebensweise auf feuchtem Moorboden und in halbusgetrockneten Wassergräben dürfte mit den Verhältnissen bei Bildung der Schneckensande vom Rhein-Herne-Kanal einigermaßen übereinstimmen.

Unter den zahlreichen Diluvial- und Alluvialfaunen des nordwestlichen Deutschland, die ich in den letzten Jahren sammeln und durcharbeiten konnte, ist mir nie eine ähnliche Form vorgekommen. Dagegen tritt sie in den Diluvialsanden der Main- und Rheingegend von Mainz bis Straßburg, sowie bei Mosbach anscheinend nicht selten auf. ANDREAE bildet sogar von Reichenhall bei Straßburg sowie von Hangenbieten Formen ab, die gut mit den Succineen des Rhein-Herne-Kanales übereinstimmen (a. a. O. Taf. II, Fig. 100, 111 und 116—119). Er stellt sie zu *S. putris*, bemerkt aber ausdrücklich, daß sie „etwas tiefere Nähte und eine mehr entwickelte Spitze“ zeigen.

Gattung *Carychium*.

C. minimum MÜLL. fand sich nur in alluvialen Schichten vom Sellmannsbachdüker in wenigen Exemplaren.

Gattung *Limnaea*.

L. stagnalis L. tritt nur in den alluvialen Schichten auf. Von *L. auricularia* L. gilt dasselbe.

L. ovata DRP. fand sich dagegen in einigen wenigen eigenartigen kleinen Stücken in den Schneckensanden bei Altenessen.

L. peregra MÜLL. trat mehrfach, meist auch in ziemlich kleinen Stücken auf. Diese Form findet sich überhaupt in diluvialen Bildungen weit häufiger als alluvial oder rezent, gerade umgekehrt wie *L. ovata*.

L. palustris MÜLL. Im Alluvium herrscht die var. *corvus* GMEL. ausschließlich, in den diluvialen Schichten fand sich nur var. *turricula* HELD.

L. truncatula MÜLL. ist in den Diluvialablagerungen wohl die gemeinste Limnaee.

Gattung *Physa*.

Ph. fontinalis L., nur in der Alluvialfauna vom Sellmannsbachdüker gefunden.

Gattung *Planorbis*.

Formen dieser Gattung finden sich in beiden Abteilungen des Quartärs in großer Arten- und teilweise auch Individuenzahl.

Pl. umbilicatus MÜLL. tritt sowohl in den diluvialen Schneckensanden wie auch in der Uniobank auf. Er ist für mich ein Hauptzeug für gemäßigtes Klima. In der Postglazialzeit stellt er sich während der jüngeren Ancycluszeit, in der borealen Klimaperiode, ein. In den diluvialen Sanden vom Rhein-Herne-Kanal tritt er nur in tieferen Horizonten auf.

Pl. spirorbis L. Nur wenige Exemplare in den Schneckensanden beim Bernedüker.

Pl. glaber L. JEFFR. Wie der vorige.

Pl. limophilus WEST. Diese interessante Art aus der *Pl. albus*-Verwandschaft wurde nur im Alluvium nachgewiesen. Sie war hier aber ziemlich häufig.

Pl. gredleri BIELTZ. Diese Art, die sich vom *Pl. rossmaessleri* vor allem durch ihre weit schiefere Mündung unterscheidet, kam an mehreren Stellen aber immer nur in wenigen Stücken zum Vorschein.

<i>Pl. crista</i> L.	}	fanden sich nur in den alluvialen Ablagerungen vom Sellmannsbachdüker.
<i>Pl. contortus</i> L.		
<i>Pl. complanatus</i> L.		

Gattung *Ancyclus*.

A. lacustris L. Ziemlich häufig im Alluvium vom Sellmannsbachdüker.

Gattung *Valvata*.

V. andreaei MZL. Im Alluvium von Sellmannsbachdüker findet sich ziemlich häufig eine *Valvata*, die die größte Ähnlichkeit mit dieser von mir aus dem Interglazial von Wallensen beschriebenen Form hat.

V. cristata MÜLL. Zusammen mit der vorigen, aber seltener.

Gattung *Bythinia*.

In den Diluvialbildungen ließ sich *B. tentaculata* mit Sicherheit nicht nachweisen. In der großen Hafenbaugrube bei Zeche Recklinghausen las ich am Boden unter anderen Arten auch *Bythinia tentaculata* auf. Doch bin ich nicht sicher, ob sie aus den an den Wänden anstehenden Schneekensanden stammt. Ich habe sie deshalb nicht in das Verzeichnis aufgenommen. Käme sie vor, würde sie meines Erachtens auch für gemäßigtes Klima, also für Interglazial, sprechen.

Sie fand sich im Alluvium vom Sellmannsbachdüker zusammen mit *B. leachi* SH., die hier in großer Menge auftritt.

Gattung *Unio*.

Unionen finden sich nur in der alluvialen „Uniobank“.

U. pictorum L. trat ziemlich häufig in einer schönen großen Form auf, die mit den von GEYER als „Bühnenform des Neckars“ beschriebenen und abgebildeten Formen gut übereinstimmt. Häufiger war *U. batavus* LAM. in mehreren

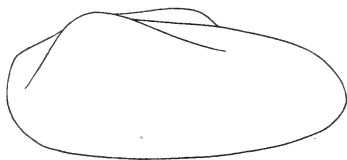


Fig. 1.

Unio pictorum L.

Maßstab 1:2.

verschiedenen Varietäten. Nicht selten sind Stücke, die dem Typus sehr nahe stehen. Daneben finden sich eine Reihe von Exemplaren, die einen weit nach vorn liegenden Wirbel und ein stark verlängertes Hinterende zeigen. Bei einigen Stücken ist auch der Unterrand ein wenig eingedrückt. Allerdings ist die Schale bei manchen Stücken nicht sehr dünn und leicht,

doch immer noch schwächer als bei den Stücken vom Typus. Ich habe mich veranlaßt gesehen, diese Form der *var. hassiae* HAAS zuzurechnen, zumal da die Verlängerung der Schale der gleichen Art der Sedimentation zuzuschreiben ist, wie sie HAAS für die Altwasser des Rheines, in denen seine Varietät lebt, nachgewiesen hat.

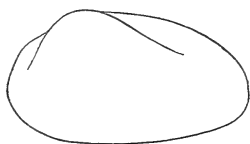


Fig. 2.
Unio batavus LAM.
Typus.
Maßstab 1:2.

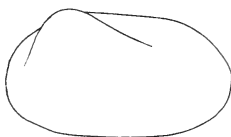


Fig. 3.
Unio batavus LAM.
var. pseudoconsentaneus GEYER.
Maßstab 1:2.



Fig. 4.
Unio batavus LAM.
var. hassiae HAAS.
Maßstab 1:2.



Fig. 5.
Unio batavus LAM. *var.*
Maßstab 1:2.

Noch eine andere Form tritt auf, die wieder ziemlich dickschalig ist, den Wirbel ebenfalls nahe dem Vorderrande liegen hat, einen gerundeten Oberrand besitzt und im ganzen leicht nierenförmige Gestalt annimmt. Ich möchte die Form des *Unio batavus* in die Nähe der von GEYER aus den Buhnen des Neckar beschriebenen *var. pseudoconsentaneus* stellen.

Gattung *Sphaerium*.

An manchen Stellen der Uniobank, wo diese etwas sandiger wird, fand sich das große *Sphaerium rivicola* LEACH. Im Sellmannsbachdüker, einem Absatz schlammigen, pflanzenreichen Wassers trat *Sph. corneum* auf.

Eine dritte *Sphaerium*-Art, *Sph. mamillanum*, fand sich in den Schneckensanden bei Altenessen.

Übersichtstabelle der quartären Binnnenconchylien
vom niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk.

	Schneekensande	Niederterrasse	Löß	Alluvium
<i>Helix (Vallonia) pulchella</i> MÜLL.	+	sp.		
<i>Helix (Vallonia) costata</i> MÜLL.			+	
<i>Helix (Trichia) hispida</i> L.	+	+	+	
<i>Helix (Trichia) rubiginosa</i> A. SCHM.	+		+	
<i>Helix (Arianta) arbustorum</i> L.	+	+		
<i>Pupa (Pupilla) muscorum</i> L.	+	+	+	
<i>Pupa (Sphyradium) columella</i> v. MTS.	+		+	
<i>Vestigo parcedentata</i> AL. BR.	+	+		
<i>Succinea (Tapeda) putris</i> L.	+			+
<i>Succinea (Lucena) fagotiana</i> BGT.	+	+		
<i>Succinea (Lucena) oblonga</i> DRP.	+	+	+	
<i>Succinea (Lucena) schumacheri</i> ANDR.	+	+		
<i>Carychium minimum</i> MÜLL.				+
<i>Limnaea (Limnæus) stagnalis</i> L.				+
<i>Limnaea (Gulnaria) auricularia</i> L.				+
<i>Limnaea (Gulnaria) ovata</i> DRP.	+			+
<i>Limnaea (Gulnaria) peregra</i> MÜLL.	+			
<i>Limnaea (Limnophysa) palustris</i> MÜLL.	+		+	
<i>Limnaea (Limnophysa) truncatula</i> MÜLL.	+			
<i>Physa fontinalis</i> L.				+
<i>Planorbis (Anisus) umbilicatus</i> MÜLL.	+			+
<i>Planorbis (Gyrorbis) spirorbis</i> L.	+			
<i>Planorbis (Gyraulius) glaber</i> JEFFR.	+			
<i>Planorbis (Gyraulius) limophilus</i> WEST.				+
<i>Planorbis (Gyraulius) gredleri</i> BIETZ	+	+		
<i>Planorbis (Armiger) crista</i> L.				+
<i>Planorbis (Bathymorphalus) contortus</i> L.				+
<i>Planorbis (Hippentis) complanatus</i> L.				+
<i>Ancylus lacustris</i> L.				+
<i>Valvata (Cincinna) Andreæi</i> MZL.				+
<i>Valvata cristata</i> MÜLL.				+
<i>Bythinia tentaculata</i> L.				+
<i>Bythinia leachi</i> SHEPP.				+
<i>Unio pictorum</i> L.				+
<i>Unio batavus</i> LAM.				+
<i>Sphaerium rivicola</i> LEACH				+
<i>Sphaerium corneum</i> L.				+
<i>Sphaerium mamillanum</i> WEST.				+
<i>Pisidium amnicum</i> MÜLL.	+			+
<i>Pisidium rivulare</i> CLESS.	+			

Gattung *Pisidium*.

In den diluvialen Schneckensanden kamen mehrfach *Pis. amnicum* MÜLL. und *Pis. rivulare* CL. vor. Die Alluvialschichten von Sellmannsbachdüker sind erfüllt von einer großen Anzahl winziger Pisidienschälchen, deren Bestimmung noch nicht durchgeführt ist.

Zum Schlusse sei noch erwähnt, daß schon HOSIUS¹⁾ aus dem westfälischen Becken eine ganz ähnliche Schichtenfolge, ebenfalls mit diluvialen Wirbeltieren, Schneckensanden und Menschenresten beschrieben hat, auf die auch ELBERT in einer Arbeit „Über die Altersbestimmung menschlicher Reste aus der Ebene des westfälischen Beckens“²⁾ zurückkommt. Es lohnte sich, auch diese Schichtenfolge und die in ihnen eingeschlossenen Fossilien und Menschenreste einer genauen Durcharbeitung zu unterziehen, da dieselben anscheinend mit den oben beschriebenen sehr nahe verwandt sind.

Die Wirbeltiere.

Es mag gestattet sein, hier noch einige Worte über die Wirbeltiere und ihre klimatische und stratigraphische Bewertung beizufügen.

Die Wirbeltierfauna aus den Knochenkiesen vom Rhein-Herne-Kanal gleicht etwa der sogenannten Rixdorfer Fauna. Über diese, sowie überhaupt über die Bewertung von Wirbeltierfaunen, herrscht noch lebhaftere Meinungsverschiedenheit bei den einzelnen Gelehrten.

Man hat Mammut und wollhaariges Rhinoceros als Zeugen glazialen Klimas ansprechen wollen. Ich kann daran nicht festhalten. In echten „glazialen“ Ablagerungen, die dicht am Eisrande entstanden sind, fehlt das Mammut und das Rhinoceros. Sie finden sich dagegen zur „Glazialzeit“, d. h. während der Eiszeiten, etwas weiter weg vom Eisrande, überall in Fülle. Also das „glaziale Klima“ konnten beide Tiere leicht ertragen, das Eis selbst nicht. Dazu war wahrscheinlich

¹⁾ HOSIUS, Beiträge zur Kenntnis der diluvialen und alluvialen Bildungen der Ebene des Münsterschen Beckens. Verhandl. d. naturh. Ver. d. pr. Rheinlande u. Westf. 29, 75, Bonn. — Ders., Diluvialstudien, Jahresber. d. Naturwiss. Ver. z. Osnabrück, 1894. — Ders., Geognostische Skizzen aus Westfalen mit bes. Berücksichtigung der für prähistorische Fundstellen wichtigen Formationsglieder. Korresp.-Bl. d. D. Anthropol. Ges. 1890, Nr. 9.

²⁾ ELBERT, JOH., Korresp.-Bl. d. D. Anthropol. Ges. 1904, Nr. 10. (Bericht der XXXV. allgem. Versammlung in Greifswald.)

die Vegetation dicht am Eise zu gering. Sie stellten sich aber überall da ein, wo sie für sich den Tisch gedeckt fanden.

Beide Dickhäuter kommen aber auch in interglazialen Ablagerungen vor. Und zwar sowohl in echten Interglazialen, die nur eine gemäßigte Fauna einschließen, wie vor allem in den Übergangsschichten vom Glazial oder zum Glazial. Also auch die gemäßigte Temperatur der Interglazialzeiten war ihnen nicht zuwider. Sie sind deshalb keine sehr zuverlässigen Leitformen für klimatische Verhältnisse. Doch scheinen sie zu kälteren Zeiten häufiger gewesen zu sein.

Nächst den Dickhäutern kommen wohl Hirscharten in unserem Diluvium am häufigsten vor.

Vom Edelhirsch haben sich eine ganze Anzahl sehr schöner Geweihe gefunden, darunter das herrlich geperlte Exemplar, dessen Stangen künstlich abgetrennt sind (Taf. IV, Fig. 1). Dieses Stück lag an der oberen Grenze der Schneekensande. Andere Stücke haben sich tiefer gefunden. Von dem Edelhirsch gilt in gewissem Sinne das Umgekehrte, was oben vom Mammut und Rhinoceros gesagt war. Er findet sich sowohl in glazialen wie in interglazialen Ablagerungen. Aber seine größte Häufigkeit besitzt er während der wärmeren Zeiten. Deshalb eignen sich vereinzelte Stücke von Hirschgeweih nicht zur Bestimmung klimatischer Verhältnisse. Nur das eine ist sicher, daß auch er hocharktische Zustände flieht.

Im übrigen finden sich unter den Hirschresten Vertreter mehrerer verschiedener Arten oder Formen. Einmal ist der Edelhirsch selbst in einer Anzahl typischer Stücke vorhanden, die z. T. eine sehr schöne, mächtige Kronenbildung aufweisen. Edelhirschgeweihe und von Menschen bearbeitete Stücke kommen auch in den Alluvialbildungen vor, doch sind sie meistens schwächer.

Neben den echten *Cervus elaphus*-Stücken treten noch einige mächtige Hirschgeweihe auf, die bedeutende Stärke und Länge aufweisen, aber keine Krone bilden. Es sind das Formen, die man wohl dem *Cervus canadensis*, dem Wapiti, zurechnen muß. Der Wapiti wird ja auch sonst noch mehrfach aus jungdiluvialen Schichten Deutschlands angeführt.

Es tritt indessen noch eine weitere Hirschart auf, die weder in dem Variationsbereich des Edelhirsches noch des Wapiti fällt, sondern einer dritten, wahrscheinlich neuen diluvialen Hirschart angehört. Es ist von derselben fast ein vollständiges Geweih, wenn auch in mehreren Stücken vorhanden, das noch auf Teilen des Schädels aufsitzt (Fig. 6—8).

Die am besten erhaltene aber auch nicht vollständige linke Stange besitzt eine Länge von 80 cm. Sie ist leicht

gekrümmt und mit groben Perlen bedeckt. Die Rose ist nur schwach ausgebildet. Dicht über derselben besitzt das Geweih einen Umfang von 22 cm. Unmittelbar darüber ist der Durchschnitt der Stange ziemlich rund und sendet eine kräftige Augsprosse aus, die an dieser Stange abgebrochen



Fig. 6.



Fig. 7.



Fig. 8.

Fig. 6—8.

Cervus sp. aus den jungdiluvialen Sanden vom Rhein-Hernekanal bei Altenessen. Maßstab etwa 1:8.

Fig. 6. Bruchstück der rechten Stange mit der Augsprosse und anhaftenden Schädelbruchstücken.

Fig. 7. Bruchstück, wahrscheinlich vom äußersten Ende der linken Stange.

Fig. 8. Linke Stange auf einem Schädelbruchstück aufsitzend.

ist. Über derselben wird die Stange flacher, und es zweigt sich die etwas kleinere Eissprosse ab. Kurz darüber sitzt die starke Mittelsprosse, an deren Basis die Abplattung des Geweihes noch mehr zunimmt. Darüber erfolgt eine immer mehr sich steigende Abplattung, und es zweigt sich hier

noch einmal eine Sprosse ab, die sich am Ende gabelt. Die Abplattung nimmt oberhalb dieser merkwürdigen, gegabelten Sprosse noch weiter zu, ist aber leider nicht vollständig erhalten. Nur eine kleinere Sprosse ist noch vorhanden, der Rest ist abgebrochen. Indessen scheint ein an derselben Stelle gefundenes Geweih-Bruchstück (Fig. 7) zu dieser Stange zu gehören und zu beweisen, daß das äußerste Ende des Geweihs sich noch einmal gabelte.

Die Hauptmerkmale dieses Geweihs sind demnach die Neigung zur Gabelung der Enden und zur Abplattung der Stange, ohne daß indessen eine regelrechte Schaufelbildung eintritt.

Ein ähnliches Geweih beschreibt STRUCKMANN aus einer Kiesgrube bei Edesheim bei Northeim in der Provinz Hannover und bildet dasselbe auch ab¹⁾. Er weist dabei auf die nahen verwandtschaftlichen Beziehungen hin, in denen das Geweih von Edesheim zu dem *Cervus Browni* aus mitteldiluvialen Flußkiesablagerungen in England steht.

Cervus tarandus, das Ren, wird meist als Zeuge glazialer Verhältnisse betrachtet. Neuerdings scheint man diese Bedeutung etwas mindern zu wollen. Meines Erachtens mit Unrecht. Denn in keiner echten, warmen Interglazialablagerung kommt das Ren vor. Auch in uns bekannten Pliocänfaunen findet es sich nicht. Mit einem Male, zur Diluvialzeit, und zwar nachweislich im Bunde mit den Eiszeiten, ist überall das Ren vorhanden, und gerade in Ablagerungen, die sicher noch unter dem Einfluß einer Eiszeit entstanden sind, findet es sich mit Vorliebe. Es kam meiner Überzeugung nach mit dem Eis von Norden und drang unter dem Einfluß glazialen Klimas bis an das Mittelmeer vor, um während der Interglazialzeiten wieder zu verschwinden. In echten Interglazialbildungen mit sonst nur warmer Flora und Fauna haben wir nirgends das Ren. Ich halte sein Vorkommen, besonders in größerer Menge, daher unbedingt für einen Beweis eiszeitlichen Klimas. In dieser Ansicht werde ich noch bestärkt durch das Verhalten des Rentieres in postglazialer Zeit. Es hält sich nach dem Rückzuge des Eises noch eine Zeitlang, lebt wohl auch zusammen mit Elch und Rothirsch, verschwindet aber mit Anbruch des gemäßigten Klimas vollständig aus

¹⁾ STRUCKMANN, C.: Über die bisher in der Provinz Hannover und den unmittelbar angrenzenden Gebieten aufgefundenen fossilen und subfossilen Reste quartärer Säugetiere. Nachträge und Ergänzungen. 40. und 41. Jahresber. d. Naturf. Gesellsch., Hann. 1892.

unserer Gegend, ohne daß man sagen könnte, der Mensch mit seinem Ackerbau und seiner zu starken Nachstellung habe es vertrieben.

Im Gegensatze dazu steht nun der Riesenhirsch. Ich kenne ihn aus echten Glazialablagerungen Norddeutschlands überhaupt nicht. Er kommt wohl in Mischfaunen vom Charakter der Rixdorfer vor, findet sich aber mit Vorliebe in echten Interglazialablagerungen, und zwar fast nur im Interglazial 2. Ich halte ihn daher für einen leidlich sicheren Zeugen einer Interglazialzeit, und zwar bei uns vor allem der jüngeren Interglazialzeit.

Das Reh kommt im Diluvium ziemlich selten vor; wo es sich gefunden hat, stammt es aus ganz sicher zur Zeit eines gemäßigten Klimas gebildeten Schichten. Das gleiche kann man von dem noch selteneren Damhirsch sagen, der in Westfalen fehlt.

Was nun eine Reihe von anderen großen Wirbeltieren betrifft, wie Wiesent, Auerochs und Pferd, so scheint mir für diese dasselbe zu gelten, was oben für den Edelhirsch gesagt war. Sie finden sich sowohl zu Interglazialzeiten, wie auch zu Glazialzeiten außerhalb der Vereisungen selbst; ihr Gedeihen hing weniger von klimatischen Verhältnissen ab, denen sie sich leidlich gut anpassen konnten, als von günstigen Ernährungsbedingungen u. dergl. Das Schwein dagegen dürfte wieder als Zeuge eines gemäßigten Klimas gelten.

Die Wirbeltierfauna des Rhein-Herne-Kanales ist also eine Mischfauna, in der gemäßigtere Elemente zusammen mit glazialen liegen. Wenn man nun zu ergründen sucht, auf welche Weise diese verschiedenen Bestandteile zusammengekommen sind, so wird man vor allem darauf hinweisen müssen, daß es garnicht sicher feststeht, ob diese Stücke alle einem Horizont entstammen. Die Bildung der Kiese hat gedauert vom Absatz der Grundmoräne bis in die Interglazialzeit hinein. An der Basis der Kiese sind sicher beobachtet worden Mammut, Rhinoceros und Ren. Aus höheren Horizonten, sogar aus den Schneekensanden stammen sicher einige Hirschreste. Woher die Mehrzahl der Knochen genau stammt, ist nicht mit Sicherheit nachgewiesen. Dieselben sind im Laufe der z. T. mit dem Bagger ausgeführten Ausschachtung zutage gekommen und von den Arbeitern aufgehoben worden. Es ist also durchaus möglich, daß gar keine Mischfauna vorliegt, sondern eine normale Entwicklung vom Kälteren zum Wärmeren.

Was nun die stratigraphische Bewertung der einzelnen Reste betrifft, so läßt sich nur sagen, daß durch die Wirbeltierfauna ein diluviales Alter sichergestellt wird. Eine gewisse Wahrscheinlichkeit, daß es jüngerer Diluvium und zwar jüngerer Interglazial ist, liegt in dem Fehlen gewisser Arten sowie in der Häufigkeit der Mammut- und Rhinocerosreste und der Funde von Riesenhirsch. Doch kommen alle diese Formen nach der Literatur wenigstens auch schon in älteren Interglazialablagerungen, sowie z. T. (Riesenhirsch) auch schon im Präglazial vor.

Sorgfältige weitere Beobachtungen und Aufsammlungen werden aber noch nötig sein, um aus den Wirbeltieren einen möglichst zuverlässigen Anhalt für Alters- und klimatische Bestimmung zu erhalten. Daß dies trotz großartigster Aufschlüsse und reichster Fülle von Knochenfunden sehr schwierig ist, zeigen meines Erachtens die Aufschlüsse im niederrheinisch-westfälischen Industriegebiet zur Genüge. Sie zeigen aber auch, daß man leichter und sicherer, zu denselben Resultaten auf Grund der Binnenkonchylien gelangen kann. Und schließlich haben diese prächtigen Aufschlüsse bewiesen, daß zu einer wesentlichen Stütze für stratigraphische Untersuchungen der Geologen die Reste menschlicher Tätigkeit und menschlichen Daseins auch im Diluvium werden können.

An der anschließenden Besprechung beider Vorträge beteiligen sich die Herren WUNSTORF, KRAUSE, BLANCKENHORN, FLIEGEL, WERTH und beide Vortragenden.

Herr P. G. KRAUSE bemerkte dazu: Die zusammenfassende Untersuchung und Darstellung des Ruhrtal-Diluviums und seiner Terrassen durch Herrn BÄRTLING ist ein sehr bedeutender Fortschritt für die Verknüpfung dieses Gebietes mit den Diluvialbildungen des Rheintales. Eine Parallelisierung der beiderseitigen Ablagerungen scheint mir für verschiedene Stufen schon angedeutet zu sein. Da ist zunächst der älteste Schotter, der im östlichen Ruhrgebiet in beträchtlicher Höhe plateaubildend auftritt, dann aber in der Gegend von Essen sich mit der Ruhr-Hauptterrasse kreuzt. Er erinnert sowohl nach seiner Höhenlage über den andern Bildungen wie durch sein Untertauchen infolge von Einbrüchen nach dem Mündungsgebiet hin durchaus an die ältesten, sog. hellen diluvialen Schotterablagerungen (dg₀ der Spezialkarte), die wir seit einigen Jahren im nördlichen Niederrheingebiet kennen. Hier sind sie auch durch die weit ausholenden Grabeneinbrüche in eine

tiefe Lage gebracht und mit der Hauptterrasse gekreuzt, so daß sie unter dieser als Sockel liegen. Weiter rheinaufwärts treten sie jedoch z. B. in der Gegend von Burgbrohl, wie die im östlichen Ruhrtal, in ursprünglicher großer Höhe oberhalb der Hauptterrasse flächebildend auf, wie ich dies neuerdings in einer im Druck befindlichen Arbeit dargelegt habe¹⁾.

Herr BÄRTLING hat das Alter seiner ältesten Ruhrtal-schotter als höchstens ganz jungpliocän, wenn nicht altdiluvial bezeichnet, was sich ja auch mit dem altdiluvialen Alter der ältesten Rheintalschotter gut vereinigen läßt. Über diesen Schottern folgt nun, bisher allerdings nur aus Bohrungen bekannt, ein Mergelsand, den Herr BÄRTLING als eine Art älteren Löß bezeichnet. Da dieser Mergelsand auch eine Fauna, wenigstens in Bruchstücken, geliefert hat, so liegt es nahe, darin einen Vertreter des I. Interglazials zu sehen, wie ich es z. T. in gleicher Ausbildung als Mergelsand aus der Gegend von Mörs vor einigen Jahren beschrieben und mit dem Horizont von Tegelen parallelisiert habe.

Anscheinend fehlt nun im Ruhrtalprofil an den Stellen, wo der Geschiebemergel liegt, die der Hauptterrasse des Rheins entsprechende Schotterstufe. Vielleicht ist aber dieser Schotter hier nur durch das heranrückende Eis weggeräumt worden. Der Geschiebemergel zieht sich auch hier durch den Talboden durch wie im Rheintal nördlich von Mörs am Dachsberg (siehe meinen obigen Aufsatz a. a. O. S. 154 ff.) und südlich von genannter Stadt am Hülserberg. Er hat in beiden Talgebieten dieselbe Lage zur Mittelterrasse (ist anscheinend auch in beiden entkalkt), so daß wir wohl hier in beiden den Absatz der gleichen Vereisung vor uns haben. Hinsichtlich der Verzahnung des über der Grundmoräne folgenden Lösses mit den Sanden der Niederterrasse möchte ich mich der Ansicht von Herrn WUNSTORF anschließen, daß dies wohl eine nachträgliche, an den Gehängen erfolgte Bildung ist, und daß der Löß auch hier ein wenig älter als die Niederterrasse ist.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BÄRTLING. WAHNSCHAFTE. FLIEGEL.

¹⁾ P. G. KRAUSE: Einige Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des westlichen Niederrheingebietes (Jahrb. Pr. Geol. Landesanst. für 1911, Bd. 32, Teil II, S. 135 ff., Berlin 1912.

Mitteilung des Vorstandes.

Von der Direktion der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft in Frankfurt a. M. ist nachstehendes Preisausschreiben eingegangen, von dem wir unseren Mitgliedern Kenntnis geben möchten.

Der Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft

I. A.:

F. WAHNSCHAFFE, Vorsitzender,

R. BÄRTLING, Schriftführer.

v. REINACH-Preis für Geologie.

Ein Preis von 500 M soll der besten Arbeit zuerkannt werden, die einen Teil der Geologie des Gebietes zwischen Aschaffenburg, Heppenheim, Alzey, Kreuznach, Koblenz, Ems, Gießen und Büdingen behandelt; nur wenn es der Zusammenhang erfordert, dürfen andere Landesteile in die Arbeit einbezogen werden.

Die Arbeiten, deren Ergebnisse noch nicht anderweitig veröffentlicht sein dürfen, sind bis zum 1. Oktober 1913 in versiegeltem Umschlage, mit Motto versehen, an die unterzeichnete Stelle einzureichen. Der Name des Verfassers ist in einem mit gleichem Motto versehenen zweiten Umschlage beizufügen.

Die Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft hat die Berechtigung, diejenige Arbeit, der der Preis zuerkannt wird, ohne weiteres Entgelt in ihren Schriften zu veröffentlichen, kann aber auch dem Autor das freie Verfügungsrecht überlassen. Nicht preisgekrönte Arbeiten werden den Verfassern zurückgesandt.

Über die Zuerteilung des Preises entscheidet bis spätestens Ende Februar 1914 die unterzeichnete Direktion auf Vorschlag einer von ihr noch zu ernennenden Prüfungskommission.

Frankfurt a. M., April 1912.

Die Direktion

der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft.

Briefliche Mitteilungen.

8. Zur Kenntnis des Oligocäns und Miocäns am Niederrhein.

Von Herrn REGINALD M. WEINGÄRTNER.

Collegium Albertinum in Venlo (Holl.), den 1. März 1912.

I. Ein bisher unbekanntes Miocän-Vorkommen bei Straelen.

Im Spätherbste 1910 erhielt Verf. vom Herrn Baron MAX VON GEYR-SCHWEPPEBURG auf Haus Caen bei Straelen eine Schachtel mit folgender Aufschrift: „Muscheln welche beym graben des Brunnens in der Baumschule im Jahr 1839 gefunden zu Haus Caen“. Eine genaue Untersuchung des Inhaltes durch Herrn TESCH ergab Fossilien marinen Miocäns.

Da v. DECHEN¹⁾ als südlichsten bekannten Punkt für Miocän ein Bohrloch bei Geldern angibt, so glauben W. WUNSTORF und G. FLIEGEL²⁾ als Südgrenze des marinen Miocäns etwa die Linie Rheinberg—Kamp—Geldern bezeichnen zu können, eine Linie, die ca. 11 km nördlich von unserer Fundstelle verläuft³⁾. Eine nähere Untersuchung des interessanten Fundes schien daher geboten.

Haus Caen liegt 3 km östlich von Straelen, unmittelbar an der Niers. Der obenerwähnte Brunnen befindet sich ungefähr 100 m vom Hause entfernt im Bereiche der zur Niers

¹⁾ v. DECHEN, Erläuterungen, S. 695.

²⁾ WUNSTORF und FLIEGEL, Die Geologie des Niederrhein. Tieflandes. I. Teil der Festschrift: Der Bergbau auf der linken Seite des Niederrheins. S. 297. vergl. G. FLIEGEL: Die Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär im Niederrhein. Tieflande. Diese Zeitschr. 63, 1911, S. 524.

³⁾ Die auf der kleinen Karte (G. FLIEGEL a. a. O. S. 519) etwas südlich über Geldern hinaus gezogene Grenze des mittleren Miocäns kommt der Wirklichkeit schon näher.

gehörigen schmalen Mittelterrasse, etwa 29 m über N.N. Als Stelle für die Versuchsbohrung wurde eine noch 50 m weiter auf Straelen zu liegende kleine Wiese gewählt, die eine von dem vorbeifliessendem Bache um 2 m vertiefte Rinne ausfüllt.

Mit gütiger Erlaubnis und Unterstützung des Besitzers, des Reichsfreiherrn VON GEYR, und durch bereitwilliges Entgegenkommen der Firma für Brunnenbau usw. WILH. STAPPEN in Viersen gelang es Verf. im November 1911 die Richtigkeit des vor 72 Jahren gemachten Fundes marinen Miocäns zu bestätigen.

Folgendes Schichtenprofil wurde angetroffen:

- 0,50 m Humus
 - 0,40 - Grauer Schwemmsand
 - 0,50 - Grober Kiessand mit etwas Holz (anscheinend Wurzelreste) und einigen größeren Rollsteinen: Quarzgerölle, Sandsteine usw.
 - 1,— - Scharfer, eisenhaltiger, mittelgrober Kiessand mit einzelnen größeren Rollsteinen: Ein faust-dicker Feuerstein
 - 0,30 - Schwärzlicher zäher Ton
 - 0,30 - Mittelfeiner Kies.
-
- 3,— m

Darauf erschien schwärzlicher, toniger Sand mit vielen Glimmerblättchen. Bei 5,65 m Tiefe erhielt man die ersten Fossilien, die bis zum Schlusse der Bohrung bei 9,50 m anhielten. Unter einer 3 (bez. 5) m dicken Diluvialbedeckung befindet sich also dort eine mindestens über 6 m mächtige Schicht mittleren marinen Miocäns und zwar unvermittelt, wie G. FLIEGEL richtig bemerkt: „außerhalb des Bereichs der braunkohleführenden Schichten (a. a. O. S. 524).

Die ziemlich zahlreichen Fossilien, vielfach in der Jugendform vertreten, sind nach den Bestimmungen des Herrn TESCH (z. Zt. in Nymegen) folgende:

Fischzähne, Fischknochen, Otolithen, Krebssechsen, kleiner Seeigel	<i>Fusus crispus</i> BORS.
	- <i>longirostris</i> BROCC.
	- div. sp.
<i>Typhis fistulosus</i> BROCC.	<i>Terebra acuminata</i> BORS.
<i>Cancellaria umbilicaris</i> BROCC.	<i>Eburna caronis</i> BRONG.
- <i>aperta</i> BEYR.	<i>Nassa Schlotheimi</i> BEYR.
- <i>varicosa</i> BROCC.	- <i>Facki</i> v. KOEN.
(<i>scalaroides</i> S. WOOD)	- <i>Bocholtensis</i> BEYR.
- 3 div. sp.	- div. sp.
<i>Ficula reticulata</i> NYST.	<i>Cussis saburon</i> BRUG.
<i>Cassidaria</i> sp.	<i>Columbella attenuata</i> BEYR.

Oliva flammata L.
Ancillaria obsoleta BROCC.
Conus antediluvianus BRUG.
Pleurotoma festiva HÖRNES.
 - *turbida* BRAND.
 - *rotata* BROCC.
 - *cataphracta*
 BROCC.
 - *obeliscus* DESM.
 - *ramosa* BAST.
 - *Duchasteli* NIJST.
 - *hystrix* JAN.
 - *turricula* BROCC.
 - *inermis* PARTSCH
 (porrecta S. WOOD)
 - div. sp.
Drillia div. sp.
Mitra Borsoni BELL.
Volva Bolli KOCH.
Natica millepunctata LM.
 - *Alderii* FORBES.
 - cfr. *hemiclausa*
 J. SOW.
 - *helicina* BROCC.
 - div. sp.
Turbonilla sp.
Cerithium sp.
Aporrhais alata EICHW.
Turritella cfr. *turris* BAST.
 - *subangulata* BRONN.
Eulima subulata DON.
 - *polita* L.
 - sp.
Niso eburnea RISS.
Solarium simplex BRONN.
Scalaria sp.
Xenophora Deshayesi MICH.
Trochus patulus BROCC.
Calyptrea sinensis L.
Dentalium entale L.
 - *costatum* SOW.
Ringicula auriculata MÉN.

Cylichna cylindracea
 PENNANT.
Bulla utricula BROCC.
 - *umbiculata* MONT.
 - *acuminata* BRUG.
Anomia ephippium L.
Ostrea sp.
Pecten dubius GLDF.
 - *Woodi* NYST.
 - cfr. *Gerardi* NIJST.
 - div. sp.
Pinna sp.
Yoldia glaberrima v. MÜNST.
Arca diluvii LAM.
Leda pella L.
 - *Westendorpi* NIJST.
 - *pygmaea* v. MÜNST.
Limopsis aurita BROCC.
Nucula laevigata SOW.
 - *trigona* WOOD.
Cardium suburgidum D'ORB.
Lucina borealis L.
 - sp.
Cardita orbicularis SOW.
Circe minima MONTF.
Astarte concentrica GOLDF.
 - *pygmaea* v. MÜNST.
 - *radiata* NIJST.
 - sp.
Venus multilamella LM.
Saxicava arctica L.
Solecurtus strigillatum DEFR.
Tellina sp.
Ligula prismatica MONT.
Thracia sp.
Scintilla sp.
Lutraria sp.
Corbula gibba CLIVI.
Panopaea sp.
Koralle
Balanus sp.
Lunulites rhomboidalis GLDF.

II. Die nördlichste Fundstelle oberoligocäner Fossilien des Viersener Horstes bei Herongen.

Vor einigen Jahren fanden Studenten des Collegium Albertinum in der Maas bei Grubbenvorst, 5 km nördlich von Venlo, ein großes Stück fossilen Holzes, vielfach durchsetzt mit den angefüllten Bohrrkanälen von *Teredo*. Allem Anscheine nach gehört die Versteinerung dem Oberoligocän an, wie jenes fossile Holz, das von Düsseldorf-Grafenberg und M.-Gladbach bekannt ist. Es ist nicht der erste Fund dieser Art. Denn schon etwas ähnliches wird aus einem viel weiter nördlich gelegenen Teile der Niederlande berichtet, wo man bei Zeddam, in der Nähe von s'Heerenberg, ein Rheingeschiebe gefunden hat, von dem K. MARTIN¹⁾ schreibt: „Die Übereinstimmung dieses Geschiebes, einer Eisensteinknolle mit zahlreichen Petrefakten, mit Gesteinen des Grafenberges bei Düsseldorf ist eine so vollkommene, daß sie . . . als durchaus sicher angesehen werden darf.“ Ist es auch in unserem Falle nicht erforderlich, soweit nach Süd-Ost zu gehen, um den Ursprung jenes in der Maas gefundenen Fossils zu bestimmen, da an dem diesem Strome zugekehrten Westabhange des Viersener Horstes oberoligocäne Schichten anstehen, so ist damit über die nähere Heimat des Fundes noch nichts entschieden. Denn es fehlte bisher an bekannten Aufschlüssen in der Nähe, andererseits scheint es in Anbetracht der Schwere des Stückes geboten, einen möglichst nahegelegenen Fundort anzunehmen.

Der nördlichste bekannte und darum auch bisher der nächste Fossilfundpunkt befindet sich in Süchteln und ist von A. QUAAS²⁾ beschrieben worden. Nun erfuhr Verf., daß man vor Jahren bei der Anlage eines Brunnens im Garten des Pfarrhauses zu Herongen Muscheln gefunden hat, die aber leider nicht mehr vorhanden sind. Im Anschlusse an die Bohrung in Straelen wurden daher unter gütiger Zustimmung des Herrn Pfarrer NOY in Herongen eine neue Bodenuntersuchung vorgenommen. Die Bohrstelle liegt 30—40 m von der neuen kath. Kirche entfernt auf einer kleinen, sanft ansteigenden Rasenfläche hinter dem Pfarrgarten, etwa 45 m über N. N.

¹⁾ K. MARTIN, Niederländische und nordwestdeutsche Sedimentär-geschiebe. Leiden 1878, S. 37.

²⁾ Diese Zeitschr. Bd. 62, 1910, Monatsber. Nr. 11, S. 659.

An Schichten wurden durchbohrt:

0,70 m Aufgeschütteter Boden

2,— - Graugrüner Ton.

Darauf folgte ein schwärzlicher, toniger Sand, der bald in tonigen Glaukonitsand überging. Bei 3 m traten die ersten spärlichen Reste von Fossilien auf. Von 3,40 m an fanden sich fast ausschließlich, aber reichlich Fragmente von *Dentalium*. Bei 6,30 m Tiefe wurde die Bohrung abgestellt.

So wäre außer den schon längst bekannten oberoligocänen Eisensanden, die besonders in einer 1 km nördlich gelegenen Kiesgrube sehr gut aufgeschlossen sind, auch eine durch eine Tondecke geschützte und daher unzersetzte Grünsandschicht aufgedeckt. Der Reichtum des oberen Teiles der Schicht an Fossilien läßt eine gute Ausbeute bei einem späteren größeren Aufschlusse erhoffen. War mit dem Auffinden dieser Fossilien auch nicht die direkte Herkunft des fossilen Holzblockes aufgeklärt, so dürfte man doch einen Schritt weiter gekommen sein durch den Nachweis, daß auch die fossilführenden Schichten des Oberoligocän sich bis Herongen erstrecken.

Aus dem erhaltenen Material konnte Herr P. TESCH folgende Fossilien bestimmen:

Fischknochen, Otolithen.

Dentalium geminatum GOLDF. (*Kickxii* NJST.)

- sp.

Turritella Geinitzi SPEYER.

Astarte Kickxii NJST.

- sp.

Corbula gibba CLIVI (*striata* WALK und BOYS.)

Lucina sp.

Fragmente von div. spec. *Pecten*, *Cyprina rotundata* BRAUN,

Cardium cingulatum GOLDF.

Bryozoen.

Rotalia, *Nodosaria* und andere Foraminiferen.

Neueingänge der Bibliothek.

- v. AMMON, L.: Schildkröten aus dem Regensburger Braunkohlenton. Mit 4 Tafeln, 1 Textbeilage (Doppeltafel) und 8 Figuren im Text. Separatbeilage zum 12. Jahresberichte des Naturwissenschaftl. Vereins f. Regensburg für die Jahre 1907—1909. Regensburg 1911.
- BÄRTLING, R.: Zur Tektonik des Hohenpeißenberges. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XX, H. 3, 1912. Berlin 1912.
- BRANCA, W.: Nachtrag zur Embryonenfrage bei *Ichthyosaurus*. S.-A. aus: Sitzungsberichte d. Kgl. Preuß. Akademie d. Wissenschaften, XVIII, 1908. Berlin 1908.
- Der gegenwärtige Stand unserer Kenntnis vom fossilen Menschen. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 63, Monatsber. Nr. 3, 1911. Berlin 1911.
 - VICTOR UHLIG †. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 63, Monatsber. Nr. 7, 1911. Berlin 1911.
 - Beleuchtung der abermaligen Angriffe W. KRANZ' in der Spaltenfrage der Vulkanembryonen des Üracher Gebiets. Mit 1 Textfigur. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1911, Nr. 11 u. 12. Stuttgart 1911.
 - und E. FRAAS: Abwehr der Angriffe W. KRANZ' gegen unsre, das vulkanische Ries bei Nördlingen betreffenden Arbeiten. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1911, Nr. 14 u. 15. Stuttgart 1911.
 - Meine Antwort auf Pater WASSMANNs Erklärung. S.-A. aus: Biolog. Zentralbl. 31, Nr. 22, 1911. Leipzig 1911.
 - Über die Saurier des Tendaguru. Naturwissenschaftl. Wochenschrift, N. F., X, Nr. 18. Jena 1911.
 - Über die Abtrennung der Paläontologie von der Geologie. Naturwissenschaftl. Wochenschr., N. F., IX, Nr. 8. Jena 1910.
- FRIEDERICI, G.: Südsee-Inseln. S.-A. aus: Mitteilungen der Gesellschaft für Erdkunde und Kolonialwesen zu Straßburg i. E. für das Jahr 1911, H. 2. Straßburg 1912.
- GROSCH, P.: Carbon-Fossilien aus Nord-Spanien mit besonderer Berücksichtigung ihrer stratigraphischen Stellung. S.-A. aus: Berichte der Naturforschenden Gesellschaft, XIX, H. 2, 1911. Freiburg i. B. 1911.
- Geologische Reisebeobachtungen am Nordabfall der Cantabrischen Ketten zwischen Pola de Lena und Cangas de Tinco (Provinz Asturien, Nordspanien). S.-A. aus: Diese Zeitschr. 63, Monatsber. Nr. 11. Berlin 1911.
- GUILLEMMAIN, C.: Zur Geologie Uruguays. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 63, Monatsber. Nr. 4, 1911. Berlin 1911.
- Der Ausbruch des Kamerun. Naturwissenschaftl. Wochenschr., N. F., X, Nr. 15. Jena 1911.
- GLÖCKNER, FR.: Zur Entstehung der Braunkohlenlagerstätten der südlichen Lausitz. S.-A. aus: Braunkohle 1912, H. 42—45. Halle 1912.
- JENTZSCH, A.: Geologisches über Salzpflanzen des norddeutschen Flachlandes. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1911, 32, T. 1, H. 3. Berlin 1912.
- SCHAEFFERS, G.: Allgemeine Bildung in Vergangenheit und Gegenwart. Rede zur Feier des Geburtstags Sr. Majestät des Kaisers und Königs Wilhelm II. in der Halle der Kgl. Techn. Hochschule zu Berlin am 26. Januar 1912. Berlin 1912.

5

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 4.

1912.

Protokoll der Sitzung vom 3. April 1912.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Das Protokoll der vorigen Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Der Gesellschaft wünscht als Mitglied beizutreten:

Herr P. REGINALD M. WEINGÄRTNER O. Pr. in Venlo,
Collegium Albertinum, vorgeschlagen von den Herren
BÄRTLING, FLIEGEL und WUNSTORF.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangenen Werke der Versammlung vor.

Herr JOH. BÖHM legte kretacische Versteinerungen aus dem Hinterland von Kilwa Kiwindje vor, die Herr F. TORNAU auf seiner Reise im Jahre 1903 gesammelt hat. Sein Weg deckt sich mit der von Herrn BORNHARDT 1897 von Kiswere nach Kilwa ausgeführten Route insoweit, als beiden Forschern der Weg von letzterem Orte bis zu den Mavudije-Bergen gemeinsam war.

Die Fossilien sind z. T. in Sandstein, z. T. in Kalkstein eingebettet.

Sieht man von einem quarzitischen Sandstein ab, der als Gerölle aus dem Nikiboubache nördlich vom Mavudijebach aufgenommen ward und fossilifer ist, so liegen die ersten Versteinerungen sehr erheblich weiter nordwärts, und zwar aus dem Bett des Tapwajira in der Gemarkung Makanjaga vor. Das sie einschließende Gestein ist eine an roten Granaten reiche Arkose, die hierdurch wie durch abgerollte Feldspat-

körnchen ein rötlich gefärbtes Aussehen erhält; es erweist sich somit als ein Aufbereitungsprodukt kristalliner Gesteine. Auch ein großer Teil der in ihm eingebetteten Versteinerungen ist nur noch im fragmentären Zustande erhalten. Besser erhalten sind die Deckel-Klappen einer *Exogyra*, die Klappen einer *Avicula* oder *Gervilleia* und eines *Camptonectes*. Die Oberflächenskulptur einer *Trigonia* ist stark abgescheuert, doch läßt letztere die Zugehörigkeit zur Gruppe der *Costatae* erkennen.

Eine gleichartige *Trigonia* und einen *Camptonectes* erwähnt mit anderen Bivalven G. MÜLLER, der die von BORNHARDT mitgebrachten mesozoischen Formen bearbeitete, aus der nördlich anschließenden Gemarkung Mikaramu, aus der auch mir von dem nördlichen Abfall der Senke, ungefähr 450 m südlich des Mikaramubaches, ein heller Sandstein vorliegt, der ein Bruchstück einer Muschel (*Avicula*?) enthält. Dieser Sandstein stimmt in dem feinen Korn und in der hellen Färbung mit dem von G. MÜLLER überein. Eine sichere Horizontbestimmung gestattete die Fauna MÜLLER nicht, doch wies „auf eine Zugehörigkeit zur unteren Kreide die petrographische Übereinstimmung hin, welche zwischen diesen Schichten und den in der Mbenkuru-Senke verbreiteten herrscht“. Diese Ansicht wird dadurch bestätigt, daß ich aus der Arkose von Tapwajira eine *Orbitolina* präparieren konnte.

Der Weg, welcher bisher nordwärts führte, biegt in der Gemarkung Mbate nach Osten um, und hier tritt bei km 32,5, an der Karawanenstrasse anstehend, ein gelblicher, mit Putzen kristallinischen Kalkspats durchzogener Kalkstein zutage, der kleine Brachiopoden einschließt.

Von einer weiter nach Kilwa hin gelegenen Stelle, von km 29,2, brachte Herr TORNAU einen mit oolithischen Körnchen erfüllten gelblichen Kalkstein mit. Das gleiche Gestein, reich an einer zwar stark abgeriebenen, durch ihre schlank turmförmige Gestalt *Nerinella algarbiensis* CHOFF. ähnlichen Schnecke, beschrieb G. MÜLLER vom Nordabfall des Kikolomela-Plateaus und Westabfall des benachbarten Litshihuplateaus im Hinterlande von Lindi sowie aus der Gemarkung Manyuni im Kilwa-Hinterlande; es bildet nach BORNHARDT die Basis der über die Unterlage weithin transgredierenden Makonde-Schichten und wurde von ihm und G. MÜLLER der Oberen Kreide zugewiesen.

Für die Altersbestimmung sind von besonderem Wert die Fossilien, welche Herr TORNAU an der Kommunalschamba in Migerigeri und bei Mwaswa, südöstlich von Migerigeri, sam-

melte. Hier ist es derselbe wie von Mbaté erwähnte gelbliche Kalkstein, der außer zwei *Toucasia*-Arten und einer *Monopleura*-Spezies eine *Orbitolina* einschließt, die der *O. conoidea* nahe steht.

G. MÜLLER beschrieb vom Minguinabache, nordwestlich von Kilwa Kiwindje, einen Kalkstein, der petrographisch völlig mit dem vorstehenden übereinstimmt und eine als *Monopleura marcida* WHITE von ihm nahestehend erkannte Bivalve einschließt. Auch dieses von ihm als oberkretacisch angesprochene Vorkommen gehört wie dasjenige von Migerigeri und Mwaswa dem Oberen Neokom an.

Bevor wir das durch Nummuliten gesicherte Eocän vor Kilwa erreichen, stoßen wir bei Namkurukuru auf einen Sandstein, der mit Bruchstücken einer Schale erfüllt ist, die anscheinend von einer kräftigen und ziemlich große erreichenden *Inoceramus*-Art herkommen. Mit ihnen kommen kleine Foraminiferen von *Rotalia*-artiger Gestalt vor, doch muß noch unentschieden bleiben, ob dieses Gestein der Kreide oder dem unteren Eocän zuzuweisen sein wird.

Unter Berücksichtigung des Umstandes, daß die Formationsglieder vom Lande weg ozeanwärts fallen, ergibt sich folgende Gliederung:

Tertiär:	{ Nummulitenkalkstein
(Eocän)	{ ? Sandstein mit Inoceramen(?)fragmenten
	{ <i>Monopleura</i> -Kalk mit Orbitolinen und Toucasien
Kreide:	{ Oolithischer Kalkstein
(Aptien)	{ Helle Sandsteine und Arkose mit <i>Trigonia</i> , <i>Exogyra</i> usw.

Wie aus vorstehenden Ausführungen hervorgeht, repräsentieren die bisher als oberkretacisch angesehenen oolithischen Nerineenkalks und der *Monopleura*-Kalk das Aptien in neritischer Facies. Sie bilden mit dem costate Trigonien führenden Sandstein das Hangende der durch *Trigonia Beyschlagi*, *T. Bornhardti* und *T. Schwarzi* charakterisierten Trigonien-schichten, in denen nach KRENKEL das Valanginien, Hauterivien und Barremien vertreten sind. Das Neokom ist sonach lückenlos entwickelt.

Makonde-Schichten im Sinne von Oberer Kreideformation waren wahrscheinlich bei Namkurukuru abgelagert, wurden jedoch vom Eocänmeere dem Anscheine nach wieder zerstört.

Zu der cenomanen Fauna vom Kigwa-Hügel westlich Bogamoyo, aus der G. MÜLLER *Exogyra columba* LAM. und *Neithea quinquecostata* SOW. anführte, gesellt sich auf demselben Handstück *Orbitulina concava*.

Zur Diskussion sprechen Herr BLANCKENHORN und der Vortragende.

W. JANENSCH spricht über die bisherigen Arbeiten und Ergebnisse der Tendaguruexpedition 1909—1911.

Die ausführlichen Berichte über den Verlauf der Expedition und die wissenschaftliche Bearbeitung der Ausbeute werden erscheinen in den „Sitzungsberichten der Gesellschaft Naturforschender Freunde, Berlin“, wo vier vorläufige Berichte bereits veröffentlicht wurden, und im „Archiv für Biontologie“.

Da die Präparation und damit auch die wissenschaftliche Untersuchung sich noch im Anfangsstadium befindet, so kann nur mit Vorbehalt die folgende kurze Mitteilung über die Zusammensetzung der ostafrikanischen Saurierfauna gemacht werden.

Die Dinosaurierfauna besteht vorwiegend aus Sauropoden, von denen mindestens 7—8 verschiedene Arten vorhanden zu sein scheinen, die mindestens drei verschiedenen Typen angehören. Eine Art scheint dem amerikanischen *Diplodocus* nahe zu stehen. Ein zweiter Typus, dem die größten gefundenen Formen angehören, besitzt vordere Extremitäten, deren Länge die der hinteren erreicht oder übertrifft, wie es z. B. auch bei *Cetiosaurus* und *Brachiosaurus* der Fall ist. Ein dritter Typus mit kürzeren Vorderbeinen ist ausgezeichnet durch die tiefreichende Spaltung der hohen Dornfortsätze der Wirbel des Halses und des Brustabschnittes. In welcher Weise sich die beiden von E. FRAAS aufgestellten Arten in jene drei Typen einreihen, bleibt der weiteren Untersuchung vorbehalten.

Neben den Sauropoden kommen ein Stegosauride, ein kleiner Ornithopodide und ein Theropode vor.

Im Anschluß daran spricht Herr HANS v. STAFF über **Fluviatile Abtragungsperioden im südlichen Deutsch-Ostafrika**¹⁾.

Die Oberflächenformen im Hinterlande der Südküste von Deutsch-Ostafrika zeigen, abgesehen vom Einfluß des gegenwärtig wirkenden Erosionszyklus, die deutlichen Spuren zweier

¹⁾ Die ausführliche Veröffentlichung meiner vom Mai bis Oktober 1911 gewonnenen Ergebnisse wird demnächst im von der Gesellschaft Naturforschender Freunde zu Berlin herausgegebenen Gesamtwerke der Tendaguru-Expedition erscheinen. Ein Vorbericht findet sich in den Sitzungsberichten der Ges. Naturf. Freunde 1912.

weiterer Zyklen, deren einstige Erosionsbasen in der heutigen Landschaft um mehrere hundert Meter (westlich von Lindi auf ca. 230, bzw. ca. 530 m) gehoben erscheinen. Dem älteren dieser beiden Zyklen gehören u. a. die ebenen, aus fast horizontal gelagerten, eine präkretazische Inselberglandschaft bedeckenden Schichten der Unterkreide aufgebauten Hochflächen der Makonde-, Rondo-, Noto-, Likonde-Plateaus an. Diese entsprechen einem einheitlichen, erst durch spätere Hebung und Erosion zerstückten Niveau, über dessen größeren Restflächen sich vielleicht (?) einzelne Andeutungen noch älterer Formen bis auf ca. 800 m erheben. Während letztere zeitlich nicht einzuhorizontieren sind, scheint als Erosionsbasis der genannten Plateauserie das Aquitan-Meer (oberstes Oligocän) in Betracht zu kommen. Die nummulitenreichen Flachseeabsätze des Alttertiärmeeres sind auf einen schmalen, gegen die Kreide mit steil gestellter Verwerfung abschneidenden Küstenstreifen beschränkt. (Jüngere Transgressionen fehlen: „Mikindani-“ und „junge Deckschichten“ sind terrestrischen Ursprungs.)

Die Flußläufe dieser Phase trugen die Züge der vom inselbergreichen Gneis-Altlande — über die zur Mitte der Kreidezeit durch Hebung trockengelegten Sedimente hinaus — verlängerten Entwässerung noch deutlicher, als es gegenwärtig der Fall ist, da seither das andauernde, meerwärts gerichtete Rückschreiten der Kreideschichtstufe mehrfach zu den in solchen Fällen üblichen Abzapfungen geführt hat. Besonders deutlich ist in dieser Hinsicht das Beispiel des vom Rowuma seines einstigen Oberlaufes beraubten Mambiflusses (analog zum Grand-Morin zwischen Marne und Aube am Schichtrand der Ile de France).

Eine postaquitane Hebungs- und Bruchperiode schaltete diesen ersten Zyklus aus, ließ die Flüsse einschneiden, so daß die Plateauzone von einzelnen Durchbruchstätern zerstückt wurde, und schuf durch Ausräumung des tiefgründig verwitterten Gneisinlandes eine ausgedehnte Peneplain, welche sich terrassenartig entlang der Flußdurchbrüche, sowie zwischen dem Ostabfall der Kreideplateaus und dem Meere, von der Kreide auf die Alttertiärschichten übergreifend, einheitlich verfolgen läßt. Die auf diesen Ebenheiten weit verbreiteten fluviatilen Gneisschotter (BORNHARDT's „Mikindanischichten“ pro parte), die eine Wiederbelebung der Erosion gegen Ende dieses zweiten Zyklus anzeigen, erleichtern die Bestimmung der ihm zugehörigen Flächen in gleicher Weise, als die Reste typischer Peneplain-Verwitterungsprodukte (Newala-Sandstein) für die ältere Landoberfläche leitend sind.

Dieser Zyklus wurde von einer Hebung beendet, deren Beginn aus vergleichend-morphologischen Gründen (u. a. Analogie mit dem Elbsandsteingebiet) etwa ins Altquartär zu setzen wäre. Dieser noch gegenwärtig laufende letzte, dritte Zyklus des Gebietes gestattet die Fixierung einiger Epizykel, deren jüngster sich als eine die Flußmündungen ertränkende Senkung des terrassenreichen Küstenstreifens darstellt.

Die morphologische Geschichte des von mir untersuchten Gebietes zeigt somit lediglich das Wirken fluviatiler Erosion, während für Wüstenbildungen (PASSARGE) oder marine Abrasionen (BORNHARDT) mindestens seit der Mitte der Kreidezeit sich keinerlei Anhaltspunkte fanden. Die von PASSARGE als „Rowumatypus“ bezeichneten Inselberge erscheinen somit in dem von der Verebnung des zweiten Zyklus ausgeräumten Gneisgebiete ihrer Anlage nach lediglich als normale Härtlinge, während ihre heutige Form neben der steilen Stellung der quarzreichen härteren Einlagerungen z. T. auch der tropischen Sonnenbestrahlung, nicht aber dem Wüstenwinde, zu danken sein mag.

Die großzügige Einfachheit im Aufbau Ostafrikas macht es wahrscheinlich, daß die beschriebenen epeirogenetischen Hebungen und die ihnen folgenden verebnend wirkenden tektonischen Ruhepausen sich noch weiter nach Süden und Norden werden verfolgen lassen.

Herr HENNIG spricht über die Stratigraphie des Arbeitsgebietes der Tendaguru-Expedition.

Die Ergebnisse der Expedition auch in stratigraphischer Hinsicht werden im übrigen Zusammenhang im „Archiv für Biontologie“ erscheinen. Es muß auf die dortigen Ausführungen verwiesen werden, insbesondere auch für die Profile. Kurz hervorgehoben sei hier nur das Folgende:

Das bisherige Ausgrabungsgebiet erstreckt sich auf das Hinterland der Hafenorte Kilwa und Lindi und liegt etwa zwischen dem 9. und 10. südlichen Breitengrade. Von den bisher als Jura angesehenen Vorkommnissen bleibt südlich vom Matandu nur ein Streifen zwischen Mahokondo und Mandawa nahe der Küste vermutlich bestehen und ist wegen seiner Isolierung außerhalb der Kreideplateau-Zone (für die Tektonik) um so interessanter.

Das Höhlengebiet von Kiturika baut sich dagegen nicht aus Jura-Ablagerungen auf, sondern stellt eine kalkige Facies der Horizonte dar, die nach Süden und Westen in sandiger

Ausbildung als fossilieere Makonde-Schichten entwickelt sind und von BORNHARDT bekanntgemacht wurden. Die Fossilien der kalkigen Facies weisen diesen Ablagerungen ihre Stellung im oberen Urgon, also etwa Aptien, zu (*Toucasia carinata*).

Damit fällt die vermeintliche große obercretaceische Transgression für Deutsch-Ostafrika. Aber auch Cenoman ist im Süden der Kolonie nicht mehr nachweisbar. Dagegen scheint der auf einer niederen Vorterrasse abgelagerte schmale Küstensaum nicht mit dem Eocän, sondern schon mit der oberen Kreide zu beginnen.

Im Tale des Pindiro, eines linken Nebenflusses des Mbenkuru, treten gefaltete und steilgestellte Schiefer auf, die petrographisch und vor allem tektonisch einen Fremdbestandteil in der Sedimentzone Deutsch-Ostafrikas bilden. Angesichts der sonst allenthalben, selbst im Karao, ungestörten Lagerung müssen sie einstweilen als Andeutung einer paläozoischen Faltungsperiode älterer Sedimente gelten. Das Vorkommen ragt in die tieferen Kreideschichten (Neokom) auf und wird erst von der *Trig. Beyschlagi*-Schicht transgredierend überdeckt.

Der Vorsitzende dankt im Namen der Gesellschaft den drei Teilnehmern der Expedition und beglückwünscht sie zu den Erfolgen der Expedition.

An der Besprechung der Vorträge beteiligen sich die Herren BORNHARDT, BLANCKENHORN, KOERT und VON STAFF.

Herr BORNHARDT äußert Bedenken gegen die Meinung, daß die Inselberge lediglich als Härtlinge zu deuten seien. Das Problem werde damit schwerlich erschöpfend zu lösen sein. Man müsse u. a. berücksichtigen, daß neben den wenig umfangreichen Inselbergen, wie sie im Süden des ostafrikanischen Schutzgebietes verbreitet seien und wie sie der Härtlingshypothese allenfalls genügen könnten, auch große Gebirgsmassive vorkämen, die gerade so wie die Inselberge mit schroffem Absturz unvermittelt gegen eine fast ebene Umgebung abgesetzt seien. Für solche Massive, die morphologisch mit den Inselbergen zusammengehörten, könne bei ihrem wechselreichen Aufbau die Annahme, daß auch sie nur Härtlinge darstellten, kaum in Betracht kommen. Die Gebirgsmassive von Uluguru, Ost- und West-Usambara und Nord-, Mittel- und Süd-Para seien dabei zu nennen. Gleich ihnen verrieten aber auch die den Hochländern des inneren Afrika aufgesetzten Erhebungen vielfach die Neigung zu einer allseitig schroffen Absonderung gegenüber einer wesentlich flacher ge-

stalteten Umgebung. Für die Entstehung aller dieser eigentümlich gestalteten Erhebungen sei eine voll befriedigende Erklärung bisher immer noch nicht gegeben worden.

An den Plateaumassen von Makonde, Muëra usw., deren Abtragung und Zerschneidung Herr VON STAFF so anschaulich geschildert habe, falle besonders auf, daß sie landeinwärts mit einem Steilrande in eine weite ebene, nur von den Inselbergen belebte Landschaft abfielen, eine Landschaft, in der der Gneisuntergrund entweder zutage liege oder nur durch eine geringmächtige Auflagerung junger Deckschichten verhüllt werde. Erst 150—200 km westlich von den Plateaurändern seien längs des Anstieges zum innerafrikanischen Hochlande wieder Sedimente zu finden, die ursprünglich mit den Plateauschichten zusammengehangen haben müßten. Die Frage, auf welche Weise die Sedimente in dem breiten, ebenen Zwischengebiete so restlos hätten fortgeräumt werden können, während sie in dem küstennahen Gebiete größtenteils erhalten geblieben seien, gehöre zu den Problemen, die künftig noch gelöst werden müßten.

Bezüglich der die Plateaus aufbauenden Schichten habe Herr J. BÖHM vorgeschlagen, die Bezeichnung „Makondeschichten“ fallen zu lassen, da nach neueren, von Petrefaktenfunden gestützten stratigraphischen Beobachtungen angenommen werden müsse, daß die ganze in den Plateaus entwickelte Schichtenfolge der unteren Kreide angehöre und daß nicht, wie vordem die Meinung gewesen sei, sockelbildende Schichten vom Alter der unteren Kreide und transgredient darüber lagernde Schichten vom Alter der oberen Kreide zu unterscheiden seien. Dagegen sei geltend zu machen, daß mit dem Ausdruck Makondeschichten nicht sowohl das geologische Alter als die petrographische Eigenart der Schichten, ihre sandig-tonige Entwicklung gegenüber der kalkig-mergeligen der Sockelschichten habe getroffen werden sollen. Diese Eigenart bleibe aber bestehen, auch wenn der ganze Schichtenaufbau unterkretazisches Alter habe, und es bleibe ferner die Tatsache bestehen, daß Schichten von dieser Eigenart im Süden des Schutzgebietes in mindestens derselben Mächtigkeit und Ausdehnung verbreitet seien wie die kalkig-mergeligen Sockelschichten. Danach dürfe es doch wohl zweckmäßig sein, den Ausdruck Makondeschichten zur kurzen Kennzeichnung der sandig-tonigen oberen Plateauschichten auch künftig beizubehalten.

Bei den Ausführungen des Herrn VON STAFF über die Entstehung der in der Umgebung der fraglichen Plateaus lagernden jüngeren fluviatilen Bildungen sei endlich ein Eingehen auf die

Frage vermißt worden, welche Rolle dabei den Einflüssen der Pluvialzeit zuzuweisen sei. Nachdem der Begriff der Pluvialzeit auf Grund neuerer Untersuchungen für Ostafrika greifbare Gestalt angenommen habe, dürfe man vielleicht hoffen, daß sich daraus künftig eine gewisse Klärung des Alters und der Bedeutung dessen, was der Redner seinerzeit — wahrscheinlich unter Vereinigung heterogener Elemente — mit dem Ausdruck „Mikindanischichten“ zusammengefaßt habe, ergeben werde.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
BÄRTLING.	RAUFF.	HENNIG.

Briefliche Mitteilungen.

9. Zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes.

Von Herrn A. ROTHPLETZ.

München, den 16. März 1912.

Das Jahr 1908 brachte uns die schöne geologische Karte der Simplongruppe von C. SCHMIDT und H. PREISWERK. Sogleich ging ich an die Arbeit, um mit absichtlicher Außerachtlassung früherer Publikationen der beiden Autoren nur allein aus der Karte die Tektonik dieser Gebirgsgruppe herauszulesen. Bei der Vortrefflichkeit der topographischen Unterlage, der Klarheit der geologischen Einzeichnungen und der Einfachheit der Stratigraphie dachte ich, daß meinem Vorhaben ernstliche Schwierigkeiten nicht entstehen könnten. Man hat es ja nur mit vier Schichteinheiten zu tun, der Jura-, Trias- und Carbonformation sowie des älteren Grundgebirges, und von diesen liegt die Trias als ein meist dünnes, durch seine gelbe Farbe auf der Karte deutlich hervortretendes und verhältnismäßig nur selten fehlendes Band so regelmäßig zwischen Jura und Grundgebirge, daß es für die Entwirrung des ungemein verwickelten Faltenbaues die Dienste eines Ariadnefadens leistet. Trotzdem bot mir der Versuch, in dieses Labyrinth einzudringen, ungeahnte Schwierigkeiten, und ich muß gestehen, daß ich eine völlig befriedigende Lösung der Aufgabe nicht finden konnte. Der Fehler lag an mir, und als ich nachher die SCHMIDT'schen Profile zu Hilfe nahm, erkannte ich bald, daß es gar nicht so schwer ist, eine anschauliche Vorstellung von der Anordnung der Mulden und Sättel zu gewinnen, die mit dem Kartenbilde in Übereinstimmung steht, wenn man dabei von zwei bestimmten Voraussetzungen ausgeht. Diese Voraussetzungen sind: 1. daß jede auch noch so kleine Juraablagerung im Gneis durch muldenförmige Einfaltung in diese Lage gekommen sein muß und 2. daß jede der Gesteinsschichten einerseits eine unbeschränkte Verbiegungs- und Ausquetschungs-

fähigkeit, andererseits aber doch einen solchen Grad von innerem Zusammenhalt besaß, daß Zerreißen oder Zertrümmerungen durch die tektonischen Bewegungen ausgeschlossen waren. Da jedoch meine früheren Erfahrungen aus anderen Gebirgsgegenden mich in dieser Beziehung zu anderen Anschauungen geführt hatten, so sah ich mich nun für den Fall der Einwandfreiheit und Eindeutigkeit des neuen Kartenbildes vor die Notwendigkeit gestellt, meine tektonischen Vorstellungen zu ändern. Um mir darüber Klarheit zu verschaffen, wanderte ich im Spätherbst 1908 für 14 Tage in das Simplongebiet, und da mir dabei ernste Bedenken über die Eindeutigkeit des Kartenbildes kamen, wiederholte ich meinen Besuch auch in den folgenden drei Jahren mit dem Erfolge einer jedesmal sich steigernden Gewißheit, daß die der Karte zugrunde gelegte Stratigraphie unzulänglich sei. Im vorigen Jahre veranlaßte ich einen jüngeren Geologen, Herrn H. ARNDT, gewisse auf petrographischem Gebiete liegende, mit der Stratigraphie in Zusammenhang stehende Probleme dieses Gebietes zum Gegenstande seiner Promotionsarbeit zu machen, wozu er die nötigen Vorarbeiten im Felde bereits so weit gefördert hat, daß er damit in diesem Jahre zu Ende kommen kann. Die Veröffentlichung meiner stratigraphischen Ergebnisse habe ich bisher unterlassen, da es mir zunächst nur auf eigene Aufklärung ankam, und es zudem den Anschein hatte, als ob sonst niemand sich mit diesem Gegenstande beschäftige.

Die neuerliche Veröffentlichung von Herrn G. KLEMM¹⁾ hat jedoch gezeigt, daß auch bei anderen Zweifel aufgetaucht sind, und so will ich mit einer kurzen Mitteilung nicht länger zögern, der die ausführlicheren Begründungen auch von seiten des Herrn ARNDT nachfolgen sollen.

Die Altersbestimmung der verschiedenen Schicht- und Massengesteine des Simplongebietes ist sehr schwierig, weil bestimmbare Versteinerungen in ersteren zu den größten Seltenheiten gehören. Aus den Kalkphylliten sind jurassische Fossilien bekannt; aber ihre Fundorte beschränken sich auf den Nordrand des Simplongebietes, also auf einen nur sehr kleinen Teil jener Schiefer. Für das triasische Alter der Dolomite, Rauhwacken und Gipse, die teils unter, teils in den Kalkphylliten liegen, spricht in Ermangelung von Versteinerungen nur der Umstand, daß im Norden jenseits der Rhone ähnliche Gesteine vorkommen, die von rätischen, fossilführenden

¹⁾ Über die genetischen Verhältnisse der Tessiner Alpen. Diese Zeitschr. 1911, Monatsber., S. 168.

Schichten überlagert werden. Die Crinoideenreste am Südfuße des Monte Leone sind generisch und spezifisch unbestimmbar und deshalb für eine Altersbestimmung der betreffenden Schichten unbrauchbar. An vielen und, soweit meine Kenntnis reicht, sogar an den meisten Stellen, wo die Karte Trias eingezeichnet hat, fehlen also nicht nur die Versteinerungen ganz, sondern auch die drei genannten Gesteinsarten, so daß es für diese Eintragung und Abgrenzung der Trias an beweisenden Merkmalen gebricht. Die Autoren der Karte haben jedoch die Höhe der Krystallinität der Kalkgesteine, die fast immer da sich einstellt, wo diese Gesteine an Orthogneise angrenzen, für ein triasisches Merkmal genommen, und da diese erhöhte Krystallinität da fehlt, wo diese Kalkschichten an die Glimmer- und Quarzitschiefer der sogenannten Berisalgneiszone oder an die Carbonischen Schiefer angrenzen, so fehlt dort auf der Karte auch das Triasband. Würde man die Eintragung der Trias auf die Dolomite und Gipse beschränken, dann verschwände jenes langgezogene, kontinuierliche gelbe Band aus der Karte, und es bliebe nur eine Anzahl von bald kürzeren, bald längeren Streifen übrig, die teils zwischen Jura und Orthogneis, teils inmitten der Kalkphyllite liegen.

Die carbonischen Schichten im Westen des Simplongebirges sind ebenfalls ganz fossilleer, so daß auch für sie eine gesicherte Altersbestimmung nicht möglich ist. Gleichwohl sprechen die Graphiteinschlüsse und das kohlige Pigment sehr für ihre Zugehörigkeit zum Carbon.

Das prätriasische bzw. präcarbonische Grundgebirge besteht aus Glimmerschiefern und Quarzitschiefern, die aber von Orthogneisen und Hornblendegesteinen stark durchschwärmt sind. Eine genaue Altersbestimmung für diese Schichtgesteine ist nicht möglich, doch sind sie jedenfalls paläozoisch, wenn nicht noch älter. Sie kommen fast nur im Südwesten des Kartengebietes vor und entsenden von dort einen breiten Streifen, der vom Simplonhospiz bis zum Hüllehorn reicht und noch weiter einzelne durch Erosion isolierte Reste nordostwärts bis zum Cherbadung zurückgelassen hat. Es sind dies die Schiefer des Berisalgneiszuges der Karte. Mit Ausnahme des Nordfußes des Hübschhorns fehlen diese Schiefer, wie es scheint, ganz im Antigorio-, Verampio-, Eisten-, Ganten- und Lebedungneiszug. Wo in diesen Zügen Schichtgesteine eingeschlossen vorkommen, sind es kalkhaltige Schiefer vom Typus der Kalkphyllite.

Anders liegen die Verhältnisse im Antigoriotal. Die Schichtgesteine, die dort über dem Verampiogranit und unter

dem Antigoriogneis liegen, sind hochkrystalline kalkfreie Glimmerschiefer und Quarzite, die jedoch zwei ziemlich mächtige Marmorzüge einschließen. Sie treten nirgends mit den Kalkphylliten in direkte Verbindung und sind petrographisch so verschieden von diesen, daß man um Anhaltspunkte für ihre Altersbestimmung in Verlegenheit ist. Man wird deshalb gut daran tun, sie unter dem Namen Bacenoschichten den anderen Schichtgesteinen gegenüberzustellen. Die auf der Karte mit grauen Farben gekennzeichneten Schichten im Osten des Ofenhornes habe ich kennen zu lernen noch keine Gelegenheit gefunden.

Die mit verschiedenen Namen belegten Gneise des Simplongebietes unterscheiden sich weniger durch ihre petrographische Beschaffenheit als durch ihre räumliche Begrenzung. Bei allen kommen neben voneinander abweichenden auch solche Ausbildungen vor, die keine Unterschiede zeigen. Ich fasse deshalb nicht nur die Verampio-, Leone- und Antigoriogneise, sondern auch die durch ihre linsenförmigen Aplitausscheidungen ausgezeichneten Lebedungneise und die in den Berisalschiefern aufsitzenden Berisalgneise als Orthogneise auf. Während aber letztere nur mit Berisalschiefern zusammen vorkommen, liegen alle anderen in den Kalkphylliten und Bacenoschichten. Soweit meine Beobachtungen reichen, macht davon nur der Leonegneis eine Ausnahme, indem er am Nordgehänge des Hübschhornes auch mit Berisalschiefern in Kontakt steht.

Die Beweise dafür, daß alle diese Gneise samt ihren basischen Einlagerungen von Peridotit, Serpentin, Amphibolit usw. als granitische Intrusionen in den paläozoisch-mesozoischen Schichten aufgefaßt werden müssen, sind zahlreiche. Doch will ich hierauf nicht näher eingehen, da, wie schon erwähnt, Herr ARNDT dieses Thema zu behandeln übernommen hat. Auch die in den Berisalschiefern und Kalkphylliten auftretenden Grünsteine und Serpentine von Visp und der Nanzlücke haben einen ausgesprochen intrusiven Charakter.

Über das Alter dieser verschiedenen Intrusionen läßt sich mit Bestimmtheit nur aussagen, daß sie alle sicher jünger sind als die paläozoischen Berisalschiefer, und daß der größte Teil derselben sogar jedenfalls jünger als die Kalkphyllite, also postliasischen Alters, sein muß.

Für die Tektonik des Simplongebietes ist diese Tatsache von größter Bedeutung. Die zahlreichen langen und schwächtigen Gewölbezungen, die sich gegen Norden übereinander legen, mit ihren distalen Enden in den Boden hineinbohren und dabei z. T. in mehrere Äste fingerförmig zerteilen, wobei einzelne

dieser Äste sogar umbiegen und gegen Süden rückläufig werden, wie wir dies in den der Karte zur Erläuterung beigegebenen Profilen dargestellt sehen, waren kaum zu umgehen, solange man in allen Gneisen Bestandteile vom Alter des Grundgebirges sah. Jetzt fällt diese Nötigung hinweg, und das tektonische Bild wird erheblich einfacher, wenn auch die Konstruktion der Profile dadurch schwieriger wird, daß die stratigraphische Einteilung der Schichtgesteine an Sicherheit bedeutend verloren hat. Die granitischen Intrusionen sind nicht horizontbeständig, und ihre Umrisse sind so wechselnde, daß ihr Verlauf in der Tiefe aus ihrer Ausbreitung an der Oberfläche nicht mit Sicherheit vorausgesagt werden kann. Daher kommt ein Teil jener Überraschungen, die man beim Bau des Simplontunnels erlebt hat. In den Kalkphylliten ist es nur selten möglich, zwischen älteren und jüngeren Schichten zu unterscheiden. Wieviel von ihnen als Liegendes der triassischen Dolomite und Gipse, wieviel als Hangendes derselben noch zur Trias gehört, ist meist ganz ungewiß, ebenso wieviel dem Lias und vielleicht noch jüngeren jurassischen Horizonten angehört. Wer die Schwierigkeiten kennt, denen selbst in nicht von so starker Umwandlung betroffenen und gute Versteinerungen führenden Gebieten der Alpen die Altersfestlegung gewisser, petrographisch unter sich ganz ähnlicher roter und weißer Kalke oder grauer Mergel bereitet — die Geschichte der alpinen Stratigraphie ist ja ganz erfüllt von Beispielen dieser Art —, der wird sich gerade im Simplongebiet in der Zuteilung der verschiedenen Kalkphyllite zu bestimmten stratigraphischen Horizonten äußerste Zurückhaltung auferlegen. Im Norden z. B., wo in der Briger Gegend die Granitintrusionen innerhalb der Kalkphyllite ganz fehlen, kann man leicht fünf Mulden konstruieren (s. Geologischer Führer 1907, Tafel III, Fig. 14), sobald man jeden Gipszug als einen Triassattel deutet und alle Kalkschiefer für jünger ansieht. Es kann aber sehr wohl der zwischen je zwei sehr nahe beieinander liegenden Gipszügen liegende Teil von Kalkphylliten noch der Trias angehören, und dann bleiben nur noch 3 statt 5 Mulden übrig.

Bei dem Versuche, den Faltenbau zu entziffern, müssen wir uns immer gegenwärtig halten, daß die paläozoischen Schichten schon eine Faltung erfahren hatten, ehe die mesozoischen Kalksedimente zum Absatz kamen, und daß dann erst in diese vielleicht noch ganz horizontal liegenden Kalksedimente von unten herauf durch die paläozoischen Schichten die granitischen Massen eingedrungen sind und sich in ihnen zu lakkolithartigen Stöcken ausgebreitet haben, die Sedimente in ihrem

Dache dabei in die Höhe hoben und außerdem gangartige Apophysen nach allen Seiten entsandt haben. Ähnlich wie bei den GILBERTSchen Lakkolithen Nordamerikas war die Sedimentdecke über diesen Granitlakkolithen nicht sehr mächtig, und später haben sich keine weiteren marinen Sedimente darüber niedergeschlagen; denn es fehlen Spuren von tertiären oder Kreidesedimenten im Simplongebiet vollständig, und es liegen auch keinerlei Anhaltspunkte dafür vor, daß solche zwar zum Absatz gekommen, später aber restlos durch Erosion hinweggeführt worden seien. Es ist vielmehr wahrscheinlich, daß die Granitintrusionen zugleich eine Hebung der mesozoischen Meeressedimente bewirkten und damit dieses Gebiet in ein Festland umgewandelt haben.

Im ganzen Bereiche der Walliser Alpen und noch weit darüber hinaus gegen NO und SW haben enorme granitische Intrusionen stattgefunden. Es hält schwer, sich von den damit verknüpften Massenbewegungen eine richtige Vorstellung zu machen, weil wir uns seit langer Zeit entwöhnt haben, die Gneise der Zentralalpen als granitische Intrusionen zu betrachten. GERLACHS stratigraphische Auffassung hat sich seit mehr als 40 Jahren siegreich gegen BERNHARD STUDERS Ansichten von der granitischen Natur der Zentralmassive behauptet, und nur mit Mühe hatte STUDER es durchgesetzt, daß das von GERLACH aufgenommene Blatt XXIII der Geologischen Karte der Schweiz (Domo d' Ossola—Arona) in zwei Auflagen (A u. B) gedruckt wurde, von denen B den Anschauungen STUDERS besser entsprach. Aber die jüngere Generation der Schweizer Geologen folgte fast ohne Ausnahme GERLACH. Man mühte sich ab, die Tektonik der Walliser Alpen nur aus Faltung konkordant liegender Schichten zu erklären, und glaubte auch, eine gute, den Tatsachen entsprechende Lösung gefunden zu haben, bis der Bau des Simplontunnels den Irrtum erkennen ließ und zeigte, daß STUDER mit dem in der Ausstattung so armseligen Profile durch das Helsenhorn (Geologie der Schweizer Alpen I, Seite 223) vor 70 Jahren das Wesentliche und Charakteristische der Tektonik weit besser erraten hatte. Wenn wir die Gneise durch lakkolithartiges Aufdringen granitischen Magmas erklären, dann ist die Annahme unvermeidlich, daß die Massenbewegungen nicht nur in vertikaler Richtung erfolgten, sondern daß von den unterirdischen Zufuhrkanälen aus die noch unverfestigten magmatischen Massen seitlich, also vorwiegend in horizontaler Richtung, sich ausbreiteten. So entstand eine langsame strömende Bewegung, der sich auch die eingeschlossenen Sedimentgesteine nicht entziehen konnten, und der sie um so

stärker folgen mußten, je geringer ihre eigene Mächtigkeit im Verhältnis zu der der magmatischen Massen war, die sie umgaben, und in denen sie gewissermaßen schwammen. So kann auch die im erstarrenden Granit entstandene Gneisstruktur und die so häufig dazu konkordante Anordnung der Sedimentgesteine erklärt werden. Zugleich wird auch verständlich, weshalb von der Gneisoberfläche rechtwinkelig in die Sedimenthüllen aufsteigende größere Apophysen sich nicht bildeten, sondern eine in der Fließrichtung orientierte Lage einnahmen. Durch Nachschübe oder schnelleres Fließen des Magmas in bestimmten Lagen konnten wohl auch Verbiegungen und Überfaltungen entstehen, sowohl in dem Gneise selbst als auch in den mitbewegten Sedimentgesteinen.

Im Simplongebiet machen sich zwei zueinander ungefähr rechtwinkelig orientierte Faltungsrichtungen deutlich bemerkbar. Die eine hat die SW—NO-, die andere die SO—NW-Richtung. Die erstere ist die ältere und führte zu einer großen Überfaltung der paläozoischen über die mesozoischen Schichten. Von dieser paläozoischen Decke ist heute noch ein 15 km langes und bis 4 km breites Stück erhalten, das vom Simplonpaß bis zum Hüllehorn reicht, früher aber sich noch viel weiter erstreckt haben muß; denn isolierte, der Erosion entgangene Reste sind auf den Gipfeln des Helsenhornes und des Cherbadung noch erhalten. Nach der ersten setzte die zweite Faltung in der SO—NW-Richtung ein und faltete die älteren Falten nochmals, aber diesesmal zu südwest-nordoststreichenden Mulden und Sätteln. Zwischen Brig und Binn, wo die Granitintrusionen fehlen, schoben sich die Schiefer zu steilen und engen Falten zusammen. Im Süden hingegen setzten die starren Gneise der Faltung zu viel Widerstand entgegen, so daß es dort nur zu einer verhältnismäßig flachen Mulden- und Sattelbildung kam. Dabei sank die ältere Faltendecke längs einer Linie, die vom Staldenhorn nach dem Gübelhorn verläuft (also ungefähr in der Richtung Simplon—Hüllehorn), muldenförmig ein, und das ist der Grund, weshalb sie gerade dort am vollkommensten erhalten und vor späterer Erosion bewahrt geblieben ist.

Die ältere Faltung mit ihrer zur alpinen Hauptfaltungsrichtung nicht übereinstimmenden Schubrichtung ist eine recht befremdliche Erscheinung, deren Erklärung große Schwierigkeiten bereitet. Vielleicht hat sie zur alpinen Entstehung gar keine direkte Beziehung und ist auch zeitlich weit von ihr getrennt. Ob sie mit den Granitintrusionen in ursächlichen Zusammenhang gebracht werden kann, ist ebenfalls zweifelhaft, und solange der Mechanismus dieser Intrusionen nicht genauer

bekannt ist, wird eine befriedigende Erklärung nicht gegeben werden können.

Auch Verwerfungsspalten mit Rutschflächen sind in diesem Gebiete nicht selten zu beobachten. SCHARDT spricht in seinen Tunnelberichten oft von failles, doch läßt sich deren Weite, ob Sprung- oder Querverschiebung meist nicht feststellen, und es kann sein, daß die meisten von geringer tektonischer Bedeutung sind. Auch die Karte gibt im Cairascatal und an den Westhängen des Monte Cistella solche an; im Text werden sie aber als oberflächliche Rutschungen infolge von unterirdischen Gipsauslaugungen gedeutet, was mir aber nicht über allen Zweifel erhaben erscheint. Eine Verwerfung von größerer Erstreckung und Bedeutung habe ich vom alten Spitalweg längs des Nordfußes des Hübschhornes beobachtet. Sie streicht wahrscheinlich über den Kaltwasserpaß hinüber zum Rosseto der Alpe Veglia und mag mit der, welche am Paso di Valtendra sichtbar wird, zusammenhängen. Auch in Zwischenbergen kreuzt eine vom Seehorn in südöstlicher Richtung herabkommende, sehr deutliche Verwerfung das Tal oberhalb der Stelle, wo die angeblichen Konglomerate liegen. Indessen spielen diese Verwerfungen keine allzu große Rolle, und sie treten hinter den Faltungserscheinungen weit zurück. Wahrscheinlich sind sie auch jüngeren Alters als diese.

Die zahlreichen Quarzgänge und Knauern, welche in den Kalkphylliten eine so auffallende Erscheinung sind, und die sich stellenweise in erstaunlicher Weise häufen, müssen schon vor der letzten Gebirgsfaltung dagewesen sein. Dafür spricht die starke Zertrümmerung und Fältelung, die sie nachträglich erfahren haben. Auch die Umwandlung der Kalksedimente zu Kalkphylliten muß schon vorher vorhanden gewesen sein und ursächlich wenigstens zum größten Teil auf den Vorgang der postliasischen Granitintrusion zurückgeführt werden. Für eine größere Genauigkeit in dieser Zeitbestimmung gibt das Simplongebiet keine sicheren Anhaltspunkte. Die Gründe, welche ich habe, den Intrusionsvorgang noch in die Juraperiode zu verlegen, sind anderen Gebieten der Alpen entnommen, doch will ich hier nicht näher darauf eingehen.

10. Zur Tektonik von Celebes.

Von Herrn PAUL SARASIN.

Basel, den 5. Dezember 1911.

In seinem Antlitz der Erde hat EDUARD SÜSS über den tektonischen Aufbau der Umgrenzung des pazifischen Ozeans die folgende, im wesentlichen nie von ihm verlassene Anschauung kundgegeben¹⁾:

„Mit Ausnahme eines Stückes der mittelamerikanischen Küste in Guatemala, an welcher die umschwenkende Cordillere der Antillen abgesunken ist, werden alle genauer bekannten Umgrenzungen des pazifischen Ozeans durch gefaltete Gebirge gebildet, deren Faltung gegen den Ozean gerichtet ist, so daß ihre äußeren Faltenzüge entweder die Begrenzung des Festlandes selbst sind oder vor demselben als Halbinseln und Züge von Inseln liegen. Kein gefaltetes Gebirge wendet dem pazifischen Meere seine Innenseite zu, kein Tafelland tritt an den offenen Ozean hinaus“.

Als einen der asiatischen Inselkränze faßte SÜSS auch den malayischen auf:

„Der südlichste der asiatischen Bögen setzt über Java und Sumatra, die Nikobaren und Andamanen zur Küste von Arrakan fort. Dies ist der burmanische Bogen, der erste der südlichsten Grenzbogen Eurasiens²⁾“. „Der Meerbusen von Pegu und die Sunda-see liegen innerhalb der eurasiatischen Falten³⁾“.

Noch im letzten Bande des Antlitzes schreibt SÜSS⁴⁾:

„Der innere Teil des asiatischen Baues ist von einem weiten Kranze bogenförmiger nach außen konvexer Faltenzüge umgeben. Sie bilden die ostasiatischen Inselkränze (Ochotiden bis Philippinen) und die südlichen Randbogen (burmanischer Bogen bis Mittelmeer)“. „Die Ozeaniden sind in manchen ihrer Hauptglieder, wie Neu-Guinea, fast unbekannt, doch weiß man, daß die Hauptzüge wahre Faltengebirge sind. Eine große Virgation scheint vom nördlichen Neu-Seeland auszugehen, die weiten Bogen umspannen Australien“. „Die Grundzüge des Baues der Inselkränze wiederholen sich nicht nur in den Aläuten und den Antillen, sondern auch im burmanischen Bogen und in den Randbogen bis zum adriatischen Meere⁵⁾“.

¹⁾ EDUARD SÜSS: Das Antlitz der Erde 2, 1888, S. 261.

²⁾ a. a. O. 1, S. 677.

³⁾ a. a. O. 1, S. 772.

⁴⁾ a. a. O. 3, b, 1909, S. 783.

⁵⁾ a. a. O. 3, b, 1909, S. 672.

Diese Sätze genügen, um den Standpunkt von SÜSS zu kennzeichnen; an mehreren Stellen werden speziell die Faltungen auf den Inseln, welche den burmanischen oder malayischen Bogen zusammensetzen, besprochen.

Auch FERDINAND VON RICHTHOFEN vertrat anfangs diese Anschauung von den gefalteten Inselbogen; denn er schrieb noch 1901¹⁾:

„Zu den großen bogenförmigen Faltungsgebirgen sind die Inselbogen von Ostasien zu rechnen; aber wenn man sie mit den Alpen oder dem dinarischen Bogen oder dem Himalaya vergleichen will, muß man sich bewußt sein, daß man es in der Hauptsache mit den zerrissenen und gelockerten rückwärtigen Teilen, zuweilen auch mit Teilen der Kernzüge zu tun hat, die gefalteten Außenzonen aber größtenteils in den Meerestiefen liegen. Von umso größerem Interesse ist es, wenn man diese stellenweise auffinden kann, wie es z. B. betreffs der Faltungszonen des größten aller Bogen, nämlich desjenigen, welcher die Inseln Java und Sumatra umfaßt, auf dem Festlande im Westen des Irawaddytales der Fall ist“. „Die randständigen Kontinentalinseln, zu welchen die ostasiatischen Inselbogen: Aläutenbogen, Kurilenbogen, Japanbogen, Liukiubogen, Formosabogen, ferner der 6000 km lange Javabogen gehören, entsprechen den bogenförmigen Faltungsgebirgen²⁾“.

Auch der ostaustralische Inselbogen von Neu-Guinea über Neu-Kaledonien nach Neu-Seeland wird dazugerechnet.

In diese Zeit fielen, von denselben Anschauungen geleitet, auch die Bemühungen einer Reihe von Forschern, wie KOTO, MARTIN, VERBEEK, WICHMANN u. a., im malayischen Archipel, östlich von Celebes, die Leitlinien der Bogengebilde aufzusuchen und darzustellen, und in dieser Zeit, 1901, erschien auch unser „Entwurf einer geographisch-geologischen Beschreibung der Insel Celebes³⁾“, worin wir zu dem tektonischen Resultate gelangten, daß das Leitliniensystem der pazifischen Küstenumgrenzung auch auf dieser Insel sich geltend mache, als Ergänzung zu demjenigen in der östlichen Hälfte des malayischen Archipels. Wir stellten den folgenden Schlußsatz auf⁴⁾:

„Wir möchten der Vermutung Ausdruck geben, daß für die Gestalt von Celebes eine Art von Wirbelbewegung die Veranlassung gewesen sei, in ähnlichem Sinne, wie sie SÜSS (Antlitz 1, S. 302 ff.) für das Alpen-Apenninsystem hingestellt hat. Einen zweiten solchen Wirbel, und zwar einen viel kleineren, würde Halmahera bilden“.

¹⁾ Führer für Forschungsreisende, 2. Aufl., 1901, S. 658.

²⁾ a. a. O., S. 379.

³⁾ Wiesbaden 1901.

⁴⁾ a. a. O., S. 298.

Diese Sätze wurden durch eine Skizze näher erläutert.

Mit diesem Versuche, Celebes in Form eines wirbelartigen Bogengebildes in das ostasiatische Leitliniensystem einzuschalten, sahen wir uns aber im Gegensatz zu der Anschauung der genannten Tektoniker SÜSS und v. RICHTHOFEN, denen zufolge die von Celebes eingenommene Stelle des Archipels gleich derjenigen von Borneo einen Teil des asiatischen Kontinents darstellte, welcher in zufällig geformten Abbrüchen von Stelle zu Stelle eingesunken war, infolgedessen auch die zwar auffällige, aber als Zufallserscheinung gleichgültige Form von Celebes sich hervorgebildet hatte. SÜSS drückt sich darüber folgendermaßen aus¹⁾:

„Der malayische Bogen umschließt Stücke von Tafelland. Er und sein Hinterland sind eingebrochen, und ebenso ist es der Fall in der Mitte des dinarisch-taurischen Bogens. In beiden Fällen zeigen sich innerhalb der Einbrüche jene sonderbaren chiragratischen Formen wie Celebes und Halmahera, Chalkidike und Morea. Wir wissen durch NEUMAYR und BURGERSTEIN, daß jede der drei Halbinseln der Chalkidike einen anderen Bau besitzt. Hagion Oros ist eine quergebroschene Antiklinale von krystallinischem Schiefer und Kalkstein, Longros ist Gneiß, Kassandra ist tertiäres Land. Dies zeigt, daß die Umrisse von der Beschaffenheit der Oberfläche unabhängig und durch Einsturz bedingt sind.“ „Betreffs Celebes läßt sich erkennen, daß es, ganz wie die Halbinsel Chalkidike, seine chiragratische Form der Vereinigung einer Anzahl ungleichartiger Stücke verdankt (a. a. O. 3, 1, S. 319)“.

v. RICHTHOFEN vertrat im wesentlichen dieselbe Ansicht mit folgenden Worten:

„Die binnenständigen Kontinentalinseln erheben sich von den Sockeln der Kontinente, aber sie stehen nicht auf deren Rand und haben keine Bogenanordnung. Es gehören hierher Borneo, Celebes und andere Binneninseln von Indonesien“ (a. a. O. S. 380).

Diese Anschauung, daß Celebes eine Kontinentalinsel sei, welche infolge lokalen Einbruches des Hinterlandes des malayischen Bogens ihre wunderliche Gestalt erhalten habe, wurde von anderen aufgenommen, und so hat auch DE LAPPARENT²⁾ von dem Abbruch des Sundagrabens und der dadurch herbeigeführten Zertrümmerung der Insel Celebes nach dem Bild von Morea und Chalkidike gesprochen. Daß er sich damit an SÜSS anlehnte, deutet erselbst an durch das Zitat: „de

¹⁾ Antlitz 1, 2. Aufl., 1892, S. 647.

²⁾ ALBERT DE LAPPARENT: Leçons de Géographie physique Paris, 1896, S. 472, 505.

là vient le nom de chiragratique, appliqué par M. SUESS à ce genre de contours.“ (a. a. O., S. 472¹⁾.)

Unter den Fachmännern bestand also Einigung darüber, daß der malayische Archipel von Faltenbogen umzogen sei und daß sein westlicher Teil eine an mehreren Stellen eingebrochene Kontinentalmasse darstelle. Speziell Celebes wurde als der bizarr gestaltete Rest einer solchen Einbruchsstelle angesehen; mit dieser Auffassung kreuzte sich unsere Darstellung von der Tektonik des merkwürdigen Inselgebildes.

In eine ganz neue Phase trat die tektonische Auffassung der pazifischen Inselbogen durch eine Reihe von Abhandlungen, welche F. VON RICHTHOFEN in den Jahren 1901—03 erscheinen ließ²⁾, und von deren leitenden Gedanken wir uns in kurzen Zügen ein Bild zu machen versuchen wollen.

Aus seiner ersten Denkschrift erfahren wir folgendes (I S. 921 und 923): Von den kontinentalen, bogenförmig angeordneten Gebirgen im Norden vom Tsinglingschan scheint nicht ein einziges die Eigenschaften eines Faltenbogens vom Alpentypus zu haben, sondern es sind bogenförmige Landstaffeln, bogenförmig umrissene Tafelschollen. Nicht schiebende Kräfte von der konkaven Rückseite her, vielmehr zerrende von der konvexen Vorderseite her, welche Abbrüche bewirkten, führten zur Bildung bogenförmiger Landstaffeln. Die bogenförmigen Kanten derselben, die Bruchränder, bestehen aus zwei Komponenten, nämlich aus einem meridionalen Bruchrand infolge Zurückweichens des östlichen Vorlandes nach Osten gegen den pazifischen Ozean hin und einem äquatorialen infolge Zurückweichens des südlichen Vorlandes nach Süden. „Dieser doppelten Zerrung und dem dadurch bedingten Absinken an zwei Linien, die unter einem stumpfen Winkel zusammenkommen, dürfte das bogenförmige, in Staffeln sich vollziehende Nachsinken der innerhalb des stumpfen Winkels gelegenen Teile in der Umrandung der stehengebliebenen Scholle zuzuschreiben sein.“ Es ist so eine transkontinentale Reihe unter sich paralleler, seitlich kettenartig aneinandergereihten

¹⁾ Ich betone das, weil H. v. STAFF in seiner unten mehrfach zitierten Abhandlung irrtümlich LAPPARENT als Urheber dieser Auffassung hinstellt.

²⁾ F. VON RICHTHOFEN: Geomorphologische Studien aus Ostasien. I. Über Gestalt und Gliederung einer Grundlinie in der Morphologie Ostasiens. Sitzungsber. Kgl. Preuß. Akad. Berlin 1900, S. 888. II. Gestalt und Gliederung der ostasiatischen Küstenbogen. Ibid. 1901, S. 782. III. Die morphologische Stellung von Formosa und der Riukiu-Inseln. Ibid. 1902, S. 944. IV. Über Gebirgskettungen in Ostasien, mit Aus-schluß von Japan. Ibid. 1903, S. 867.

Bogenbrüche zustande gekommen. Anders liegen die Verhältnisse südlich vom Tsinglingschan: „hier reichen die Beobachtungen nicht hin, um ein abschließendes Urteil zu bilden“. Diesem ersten Entwurfe ist in der zweiten Abhandlung noch im wesentlichen folgendes hinzugefügt: Die Ursache der ostwärts gerichteten Zerrung ist in der Vertiefung des pazifischen Ozeanbeckens am Rand des Kontinentalmassives, speziell in der Tuscaroratiefe, gegeben. Das Auswärtsdrängen des Massives gegen diese Ozeantiefe führte zu einer faltigen Stauung im äußersten Randgebiet des Staffelgebildes. In der dritten Abhandlung wird noch folgendes ausgeführt: Die Bogengebilde stellen Randgebilde von Schollen dar, gegen welche der Rand der darauf meerwärts folgenden Scholle um einige Kilometer herabgesunken ist. Eine wulstartige Aufbiegung der Staffellrandzone kann vorhanden sein oder fehlen¹⁾. Ist diese Aufbiegung, heißt es in der vierten Abhandlung, vorhanden, so stellen die Schollenkanten gebirgsartige Randanschwellungen dar, wobei die Schollen schüsselförmig sich abdachen; der Rand aber fällt steiler zu der nach außen folgenden, tiefer abgesenkten Landstaffel ab. Im Gegensatz zu den aus Stauung hervorgegangenen Faltungsgebirgen sind die ostasiatischen Bogengebilde nördlich vom Tsinglingschan von Ausbrüchen von Tiefengesteinen verschiedener Altersstufen begleitet, und zwar „zwischen den Teilstaffeln am Außenrand der bogenförmigen Randzone“ (I S. 922). Bei Stauungsgebirgen dagegen sind die Zonen der Stauung frei von gleichzeitigen Ausbrüchen von Tiefengesteinen; indessen sind bei diesen solche Ausbrüche vielfach mit Absenkungen auf ihrer Rückseite verbunden.

Die ostasiatischen Inselbogen sowohl wie die ihnen entsprechenden Landstaffelbogen durchkreuzen sich gegenseitig, welche Erscheinung Flankenkettung genannt wird. Diese

¹⁾ Mit dieser Vorstellung verwandt erscheint folgende Betrachtung von M. NEUMAYR (Erdgeschichte 1886, I, S. 334): „Bei der Bildung von Verwerfungen sind sekundäre Hebungen nicht ausgeschlossen. Denken wir uns eine horizontale Schichtentafel, deren eine Hälfte im Absinken begriffen ist. Ehe der diesen Vorgang begleitende Bruch erfolgt, kann bei elastischer Beschaffenheit des Materiales, die ja den Gesteinen nicht ganz fehlt, zuerst eine Biegung der Tafel eintreten. Endlich bildet sich ein Sprung, eine Spalte, an welcher der sinkende Teil abgleitet; der nach abwärts gebogene Rand der stehengebliebenen Scholle wird möglicherweise wieder in die alte horizontale Lage zurückkehren oder sich derselben wenigstens nähern und sich dabei nach aufwärts bewegen.“ Nach RICHTHOFEN verhält sich freilich „die äußere Erdrinde wie eine starre Tafel und ist nicht dehnbar“. (a. a. O., Anm.)

Flankenkettung, die Kreuzung der meridionalen mit den äquatorialen Komponenten, erinnert an die Stäbe eines gekreuzten Gitters. Ein Schema (IV S. 887) sucht die mechanische Erklärung der Entstehung der Landstaffelbrüche dem Verständnis näher zu bringen.

Und es ist nicht leicht, dieses Verständnis voll zu gewinnen; schwer ist zu begreifen, wie eine Tiefe von 8—9 km, die Tuscaroratiefe, auf eine Kontinentalmasse von über 2000 km Durchmesser in solcher Weise zerrend wirken kann, daß dieselbe in Schollen zerreißt, wie ferner in einigen Fällen die wulstige Überhöhung des wohl infolge von Elastizität aufgerichtet gedachten Schollenrandes zustande kommt, wie es geschieht, daß die durch Zerrung entstandenen Brüche nicht zu senkrechten Spalten werden, sondern schräg einfallende Gleitflächen bilden, „da weit klaffende Risse nicht zu bestehen vermögen“ (IV, S. 887, Anmerkung); es gibt auch zu Bedenken Anlaß, daß, wenn schon die Tuscaroratiefe ein Verständnis der meridionalen Bruchkomponenten einigermaßen herbeiführen könnte, doch für die äquatorialen nach einer ganz neuen Hilfsquelle der Erklärung gesucht werden muß, die RICHTHOFEN, „wenn auch mit Zagen“, in „Änderungen in der Geschwindigkeit der Erdrotation und dadurch bewirkten Massenumsetzungen“ sucht (II S. 808) — all das würde ich unausgesprochen lassen, wenn nicht von fachmännischer Seite die Theorie von RICHTHOFEN auf die ganze asiatische Umrandung des pazifischen Ozeans ausgedehnt und damit die Grenze, welche RICHTHOFEN sich selbst vorsichtig gezogen hatte, unbedenklich überschritten worden wäre. Dies führt mich nun näher zu meinem eigentlichen Thema, nämlich der Tektonik der Insel Celebes.

In einer Abhandlung über den geologischen Aufbau von Nord-Celebes, welche mehrere interessante Beobachtungen enthält, gelangt JOH. AHLBURG¹⁾ zu folgenden allgemeinen Sätzen:

In vortertiärer Zeit hat Celebes zusammen mit den benachbarten gleichgebauten Molukken eine geschlossene paläozoische oder archaische Festlandsmasse gebildet, über welche die Transgressionen des Mesozoicums und Alttertiärs nur in vereinzelten Teilen und nicht dauernd übergreifen haben. Diese Festlandsmasse verband als eine Landbrücke Ostasien mit Westaustralien und begann erst im Miocän oder Pliocän durch Einbrüche sich aufzulösen und ihre heutige Form anzunehmen. Diese Abbrüche verlaufen in W—O-Richtung einer-

¹⁾ JOH. AHLBURG: Über den geologischen Aufbau von Nordcelebes, diese Zeitschr. 62, 1910, S. 191.

seits und N—S-Richtung andererseits und bedingen in ihrer Gesamtwirkung die heutige Gestalt der Insel Celebes.

Ich will dieses System von Abbrüchen das „AHLBURGSche Spaltengitter“ nennen; es liegt nach seiner Darstellung diagonal zur Streichrichtung der Ketten, welche ihm zufolge in ganz Celebes NW—SO verläuft.

„Anzeichen einer jungen Faltung fehlen generell auf der Insel ganz;“ dieselbe stellt nicht ein junges Faltungsgebirge dar, sie verdankt ihre Form nicht der Aufpressung junger Falten, „von schlangenartig gewundenen jungen Kettengebirgen, wie sie die SARASIN zeichnen, ist nirgends eine Spur zu entdecken.“

Wir haben also nach AHLBURG einen uralten Kontinent, welcher bis ins Neogen Bestand hatte, den vielumstrittenen sino-australischen Kontinent vor uns, auf welchem, wie wir noch erfahren werden, ein paläozoisches Falten-system mit SO—NW-Streichen sich hindurchzieht. Ein Fragment dieses Gebirgssystems ist in Celebes erhalten.

Bald darnach erschien ebenfalls in dieser Zeitschrift eine Abhandlung von H. V. STAFF¹⁾ über die Umrißform von Celebes, welche den Verfasser zu folgenden Resultaten führte:

Die Insel besteht nicht aus einem jungen Faltengebirge, welches für die Richtung der Küsten maßgebend wäre, vielmehr hat eine Landmasse bestanden mit einem aufgewulsteten Zerrungsrand. Dieser Zerrungsrand, der malayische Bogen, trat mit den Inselbogen Ostasiens im Südostteil des malayischen Archipels unter einem spitzen Winkel zusammen, und es ist daselbst die Festlandsmasse an Senkungsbrüchen niedergebrochen. „Dieser Vorgang findet seinen graphischen Ausdruck in dem Abnehmen der Dimensionen und Sockelhöhen der Inseln von Sumatra über Java zum Bandaarchipel. Die Umwallung von Borneo trägt, entsprechend ihrem Zerrungscharakter, zahlreiche Reihenvulkane. Ebenso sind im Gefolge der Senkungsbrüche auch zwischen den abbröckelnden Schollen der versinkenden Rücklandsmasse Eruptionszentren entstanden. Die Faltengebirge lassen sich je nach der aktiven oder passiven Rolle, die das Vor- bzw. Rückland spielt, in Stauungs- oder Zerrungsbögen einteilen und sind durch Mischformen und Übergänge gelegentlich verbunden. Der Bau von Südostasien ist völlig beherrscht von dem Typ der Zerrungsbögen. In dieses Schema fügt sich, soweit es sich bisher erkennen läßt, auch der Sundaarchipel ein. Diesem

¹⁾ H. V. STAFF: Zum Problem der Entstehung der Umrißform von Celebes, diese Monatsberichte 63, 1911, S. 180.

Bilde des Sundaarchipels entspricht in keiner Weise die Existenz eines jungen vielgewundenen Faltengebirges in Celebes, zu dem nach der Ansicht der Zoologen SARASIN das nahe Halmahera überdies noch eine Parallele bieten soll. Es wird nicht einmal der zahlreichen entgegenstehenden veröffentlichten Einzelbeobachtungen bedürfen, um diese Auffassung zu diskretieren.“

H. v. STAFF tritt also AHLBURG darin bei, daß eine Festlandsmasse Ostasien mit Australien verbunden habe, die in der Form eingebrochen ist, wie sie uns die Karte zeigt. Gebirgsbildung in tertiärer Zeit hat nicht stattgefunden. Ferner wird von ihm die RICHTHOFENsche Zerrungstheorie auf den Archipel übertragen, auch der malayische Bogen ist nicht ein gefaltetes Kettengebirge, sondern der aufgewulstete Zerrungsrand der von ihm umschlossenen Festlandsmasse.

In einem Schema (a. a. O. S. 182) ist die RICHTHOFENsche Theorie nach der Auffassung des Verfassers wiedergegeben, wozu aber zu bemerken ist, daß dieses Schema nicht mit dem von RICHTHOFEN selbst gegebenen sich deckt¹⁾. Der „gefaltete und aufgebogene Schollenrand“ ist bei v. STAFF zu stark überhöht und sein Vor- und Rückland sind horizontal gezeichnet, während die Landstaffelblöcke bei RICHTHOFEN schräg landeinwärts fallen. Dasselbe unrichtige Schema gibt v. STAFF für die ostasiatischen Inselbogen, und ganz neu ist seine in Linie 5 des zweiten Schemas gegebene Auffassung, wonach auch der Himalaya ein Zerrungsgebirge mit aufgebogenem Schollenrand somit einen Landstaffelbogen darstellt, und nach Linie 6 auch die südamerikanischen Anden. Damit wäre dann aber die Zerrungstheorie überhaupt auf alle Faltungsgebirge übertragen, und es wäre dann freilich unausweichlich, auch die Gebirgszüge von Celebes Zerrungsgebirge zu nennen.

Es gewinnt den Anschein, daß die von v. STAFF vertretene Übertragung der RICHTHOFENschen Zerrungstheorie auf alle Kettengebirge überhaupt die Wiedergabe der Ansicht von FRITZ FRECH sei, als dessen Assistent v. STAFF sich bezeichnet, und welcher auch ein Schreiben an den Letzteren gerichtet hat, das, in seiner Abhandlung Seite 185 veröffentlicht, in folgenden Sätzen gipfelt: „Die Hypothese der Faltung im indonesischen Archipel ist gegenstandslos“; denn die Küstenformen von ganz Ostasien und Indonesien werden durch Staffelbrüche gebildet. „Als Ursache der Küstengrenzen sehe ich in Übereinstimmung mit F. v. RICHTHOFEN und VOLZ die Staffelbrüche der indonesischen und ostasiatischen Küstenbegren-

¹⁾ v. RICHTHOFEN, Geomorphologische Studien, IV, 1903, S. 887.

zungen an, und was RICHTHOFEN für Ostasien sagt, gilt doch wohl auch für Celebes.“

Da nun also einerseits auch der malayische Bogen ein Staffelbruch, ein Zerrungsgebirge, nicht ein Stauungs- oder Faltengebirge ist und da andererseits seine Fortsetzung in die burmanischen Ketten niemand leugnen kann, so ist allerdings die weitere Konsequenz nicht zu vermeiden, daß auch die burmanischen Ketten, ja auch der Himalaya, wie v. STAFF es dargestellt hat, Zerrungs- und nicht Stauungsgebirge sind, und es besteht kein Grund, warum diese Anschauung vor Gibraltar haltmachen oder vor einer Übertragung der RICHTHOFENschen Zerrungstheorie auch auf die amerikanischen Faltungsgebirge zurückschrecken sollte. Darum wurden für FRECH auch die Stauungsgebirge zu Zerrungsgebirgen, und er wählte dementsprechend auf seiner tektonischen Übersichtskarte¹⁾ für beide die gleiche Linie. Allerdings nimmt v. STAFF Faltung an, wie auch v. RICHTHOFEN bis zu gewissem Grad, für FRECH aber existiert sie überhaupt nicht im malayischen Archipel, weder alte noch junge, sie ist „gegenstandslos“.

F. v. RICHTHOFEN selbst war weit davon entfernt, Konsequenzen solcher Art zu ziehen, welche ja seine Theorie von vornherein ad absurdum geführt hätten. Er wandte sie vielmehr schon auf den Liukiubogen nicht an, von dem er sagt²⁾: „es ist klar, daß wir in diesem ein anderes Gebilde vor uns haben, als die früher im Innern und am Rand des asiatischen Kontinentes betrachteten; es liegt hier ein bogenförmiges Gebilde vor mit allen Merkmalen tangentialer Schiebungen nach außen.“ Im allgemeinen schien RICHTHOFEN, wie oben ausgeführt, als südliche Grenze für die kontinentalen Zerrungsbogen oder Landstaffeln den Tsinlingshan und für die Inselbogen den Kreuzungspunkt des Liukiu- mit dem japanischen Bogen angesehen zu haben. Zur tektonischen Erklärung des Zerrungsbogens erschien ihm das Zusammenwirken seiner beiden Komponenten, der meridionalen und äquatorialen, unerläßlich. Für die Bogengebilde südlich von Formosa diese Komponenten-theorie anzuwenden, machte er auch nicht den Versuch, es wird auch dieses Geschäft der FRECH'schen Schule zu überlassen sein.

Es ist also auch nicht zutreffend, wenn FRECH sagt: „was RICHTHOFEN über Ostasien sagt, gilt doch auch von Celebes“;

¹⁾ FRITZ FRECH, Tektonische und seismologische Übersichtskarte der Erde, ohne Text, Petermanns Mitteilungen 53, 1907, Tafel 19.

²⁾ Geomorphologische Studien III, 1902, S. 951.

denn, abgesehen davon, daß RICHTHOFEN seine Theorie nicht auf den malayischen Archipel übertrug, hielt er, wie eingangs ausgeführt, Celebes für ein zufälliges Abbruchgebilde einer Kontinentalmasse, und es ist mir nur interessant, zu erkennen, daß FRECH diese Ansicht nicht teilt, sondern die Halbinseln von Celebes für Bogengebilde hält, wie sein Schüler v. STAFF mit den Worten ausdrückt: „bei Celebes liegt eine ausgeprägte Bogenform der einzelnen Finger vor.“ (a. a. O. S. 181.)

Zur FRECH'schen Schule gehört auch WILH. VOLZ, welcher in einem Vortrage in Berlin das Folgende über Sumatra äußerte³⁾:

„FERDINAND VON RICHTHOFEN hat mit einer Reihe von Abhandlungen uns den Schlüssel gegeben zum Verständnis des Ostrandes des asiatischen Kontinentes. Er hat gezeigt, wie das Streben des Zurückweichens des Vorlandes eine wahrscheinlich noch andauernde Zerrung des Kontinentalrandes zufolge hat, welche in den Schollenrändern des Festlandes, in den nach Osten konvexen Inselbögen des östlichen Asiens ihren Ausdruck findet. Analoge Verhältnisse haben wir in Indonesien; war es dort das Zurückweichen des pazifischen Ozeans, so ist es hier das Einsinken des indischen Ozeans, das den Küstengebirgen den Charakter des Zerrungsgebirges aufdrückt.“

Damit sollte man meinen, fasse VOLZ den malayischen Bogen als ein den ostasiatischen Inselbogen homologes Gebilde auf, wie das RICHTHOFEN selbst getan hat (siehe oben S. 227); aber VOLZ hat da seine eigene Theorie, er nimmt nämlich innerhalb der großen eine Menge kleinerer Zerrungs- oder, wie er es nennt, Schleppungsbogen an, innerhalb des sumatranischen Bogenabschnittes allein ihrer sieben, eine Auffassung, von welcher sich bei RICHTHOFEN keine Andeutung findet und an der jeder mechanische Erklärungsversuch im Sinne RICHTHOFENS scheitern muß.

Wir sehen also auch hier, zu was für verworrenen Konsequenzen eine Anwendung der RICHTHOFEN'schen Zerrungstheorie auf den malayischen Archipel führt, weshalb die Anschauung, wonach der malayische Bogen als eine Fortsetzung der burmanischen Stauungsgebirge ebenfalls ein Stauungsgebirge sei, nur um so mehr gefestigt erscheint.

Aus einer persönlichen Mitteilung von WILH. VOLZ an v. STAFF (a. a. O., S. 183), daß man wohl berechtigt sei, von Java, wo doch das Faltungsphänomen im Sundaarchipel seinen stärksten Ausdruck gefunden habe, als von einem Schollen-

³⁾ WILHELM VOLZ' die Battak-Länder in Zentral-Sumatra. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1907, S. 662.

lande zu sprechen, schloß v. STAFF, daß die von uns in unserem Reisewerke¹⁾ gegebene Darstellung, es erschienen die Gebirgsketten von Celebes in Teilschollen zerklüftet, sich auf Tafelschollen im RICHTHOFENSchen Sinne beziehe; aber das ist ein Irrtum, wir dachten gar nicht an die RICHTHOFENSche Theorie, sondern nannten kulissenartig²⁾ hintereinander sich schiebende Kettenfragmente Teilschollen, rein bildlich an aufgeworfene Ackerschollen denkend oder so etwas. Auch denke ich dabei an die ähnliche Aneinanderlehnung der Antiklinalen im Schweizer Jura. Schollenartige Landstaffeln im RICHTHOFENSchen Sinne bezeichnen nicht den Gebirgstypus von Celebes.

Damit verlasse ich die RICHTHOFENSche Theorie der Zerrungsbögen und ihre von der FRECHSchen Schule versuchte Anwendung auf den malayischen Archipel, ja auf alle jungen Faltungsgebirge überhaupt, und wende mich nun wieder zu einer Betrachtung der AHLBURGSchen Sätze.

Nach seiner Ansicht verband eine Festlandbrücke Ostasien mit Westaustralien bis in die Neogenzeit. Dies ist zunächst nicht möglich; denn dann müßte in Australien eine Faunenmischung stattgefunden haben, ein Einströmen placentaler Säugetiere von Asien her, was bekanntlich nicht der Fall ist. Der hypothetische Kontinent muß demgemäß schon vor der Tertiärzeit eingebrochen sein. Ich erinnere ferner daran, daß wir eine sehr wahrscheinlich mesozoische Sedimentmasse, unseren Radiolarienrotton, allenthalben auf der Insel entwickelt nachgewiesen haben, wahrscheinlich eine mesozoische Tiefseebildung. Ich leugne aber nicht die Möglichkeit, daß an der Stelle von Celebes in vortertiärer oder auch in eocäner³⁾ Zeit irgend einmal eine älteres Inselgebilde bestanden haben kann; im übrigen trete ich auf eine Diskussion des viel besprochenen mesozoischen sino-australischen Kontinentes nicht ein und verweise hierfür vor allem auf die Schriften von G. BÖHM.

Über das Moutongrenzgebirge berichtet AHLBURG, daß es eine intensiv gefaltete Grünsteinschiefermasse darstelle, eingelagert in gleichgerichtete krystalline Gesteine der Gneis-

¹⁾ P. & F. SARASIN: Reisen in Celebes. Wiesbaden 1905.

²⁾ Nicht zu verwechseln mit dem von SÜSS: Antlitz 3, 1, S. 472 aufgestellten Begriff der Kulissen oder Parmas.

³⁾ Siehe darüber die Bemerkung über die eocäne Kohle in Süd-Celebes, Entwurf, S. 297 und 303. Dies widerspricht nicht der Angabe in unseren Materialien Band 3, S. 128, daß Celebes, so wie es jetzt ist, in der Eocänzeit noch nicht existiert habe.

und Glimmerschieferserie. Das Hauptelement der westlichen Nordhalbinsel ferner bildet gleichfalls eine gefaltete Serie von krystallinen und roten Tonschiefern. Damit konstatierte also AHLBURG wenigstens für die krystalline Gebirgszone des Nordarmes Faltung, und er verlegt diese Gebirgsfaltung ins Unterkarbon „nach Analogie mit der Faltungsperiode auf den benachbarten Inseln“. Mit anderen Worten: die Gebirgskämme der nördlichen Halbinsel mit Ausschluß der Minahassa erklärt er für gefaltete paläozoische Gebirge, und nach seiner Kartenskizze (a. a. O., S. 201) überträgt er diese Auffassung auch auf ganz Central-Celebes und den größten Teil des Ostarmes.

Wir hätten also im Gebirgsgerüst von Celebes gewissermassen ein armoricanisch-variscisches Kettensystem vor uns, dem keine jüngere tertiäre Faltung gefolgt wäre. Würde dem aber so sein, dann müßte der Gebirgskörper von Celebes uns das Bild eines Rumpfgebirges bieten, eines durch Erosion und Denudation im Laufe der geologischen Aeonen entstandenen gerundeten Hügellandes, entsprechend z. B. dem Gebirgsrumpfe der Bretagne. Aber das Gegenteil ist der Fall: die Gebirgskämme von Celebes sind hoch, in ganzen Reihen schwanken sie um die Höhe von 3000 m, das Gebirge von Tinombo erreicht sogar nach AHLBURG selbst 3400 m (a. a. O., S. 199), die Kämme ferner sind scharf geschnitten, ja sie würden alpinen Zuschnitt zeigen, wenn nicht eine Vegetationsdecke sie in Form von Urwald oder Hochgras bis auf die Kämme überkleiden würde; sie stellen mitnichten ein gerundetes Rumpfgebirge dar, sondern bieten das Bild jugendlicher Kettengebirge. Daß aber ein „variscischer Kern“ darunter verborgen liegen könnte, gebe ich als möglich zu, beobachten wir ja so oft, daß einer nachmesozoischen Faltung eine vor-mesozoische, gleichgerichtete zugrunde liegt.

Wenn AHLBURG (a. a. O., S. 200) ferner aussagt, das krystalline Gebirge nicht nur der nördlichen Halbinsel sondern auch von ganz Zentral-Celebes zeige ein von der heutigen Form der Insel völlig unabhängiges SO—NW gerichtetes Streichen, so ist fürs erste daran zu erinnern, daß nach seinen eigenen Worten (a. a. O., S. 192) ihm „nur der Nordarm aus eigener Anschauung bekannt geworden ist“. Es ist nicht zu vergessen, daß Celebes eine große Ausdehnung hat; auf Europa gelegt würde es ungefähr von Toulon bis Prag reichen, und ich möchte auch daran erinnern, daß, wenn die Alpen noch ganz unbekannt wären, wie es der weitaus größte Teil von Celebes zur Zeit unserer Reisen gewesen ist, und

es würde jemand bei rascher Durchreise aus dem Streichen einzelner Gebirgsteile auf dasjenige des gesamten Ketten-systems Schlüsse ziehen wollen, er gewiß in Verwirrung geraten würde. Das Gesamtstreichen solcher Gebirgssysteme ist gewissermaßen die ideale Resultantenlinie aus zahlreichen, sich verschieden verhaltenden Komponenten.

Ich gelange nun zum Satze von AHLBURG, daß junge, also tertiäre Faltung auf der Insel fehle (oben zitiert S. 232; die eingefügten Worte „generell“ und „ganz“ heben sich auf). Nach unseren Ergebnissen ist dieser Satz unrichtig; aber ich halte es für nutzlos, dieselben zu rekapitulieren; denn unser Kritiker muß ja von unseren Angaben Kenntnis genommen haben, und er hat also seine besonderen Gründe, denselben zu mißtrauen; ich weise deshalb auf die Forschungen eines geübten Fachgeologen, nämlich die von J. WANNER¹⁾ hin, welcher an dem bis dahin fast ganz unbekannten Ostarm der Insel Originaluntersuchungen angestellt hat und dabei zu folgenden Ergebnissen gelangte:

„Wenn wir von einigen ausgedehnteren alluvialen Bildungen an den Flußmündungen absehen, so wird sowohl am Golf von Tomini, wie an der Straße von Peling ein mehr oder weniger breiter Küstenstrich des Ostarms von Celebes vorwiegend von jungtertiären Sedimenten und in geringerer Ausdehnung auch von basischen Eruptivgesteinen eingenommen. Aus diesem Vorland, das ein jederseits parallel zur Küste verlaufendes Hügel- und Bergland bildet, hebt sich im Streichen der Längsachse des Ostarmes ein von alttertiären Kalksteinen bedecktes Zentralgebirge infolge seiner viel beträchtlicheren topographischen Höhe sehr deutlich heraus. Die geologische Zusammensetzung dieses Zentralgebirges ist noch so gut wie unbekannt; da, wo es gequert wurde, wird es zum größten Teil von einer alttertiären, anscheinend ungefalteten Kalkdecke verhüllt. Die jüngeren Sedimente des Vorlandes legen sich hingegen in schwachen Falten an das Zentralgebirge an“. (a. a. O. S. 744.): „Die Lagerung des eocänen Kalksteines des Zentralgebirges ist auf der beschriebenen Route nicht direkt wahrnehmbar, da er keine deutliche Schichtung zeigt. Aus den besonderen topographischen Eigentümlichkeiten des Verbreitungsgebietes desselben wird man aber folgern müssen, daß er horizontal liegt oder nur schwach geneigt ist, und daß er, will man nicht eine unwahrscheinlich starke Mächtigkeit annehmen, ein in seiner Zusammensetzung nicht genauer bekanntes Grundgebirge nur überkrustet, das den eigentlichen Kern des zentralen Gebirgszuges bildet. Vielleicht besteht dieser Kern z. T. aus mesozoi-

¹⁾ J. WANNER: Beiträge zur Geologie des Ostarmes der Insel Celebes, in G. BÖHM, Geologische Mitteilungen aus dem Indo-Australischen Archipel, Neues Jahrb. f. Mineralogie, Beilageband 29, 1910, S. 739.

sehen Sedimenten.“ „Die Fossilführung deutet auf eine Entstehung des Kalksteines in einem wenig tiefen Meer mit klarem Wasser hin, wonach zu schließen ist, daß in diesem Gebiete während der mittleren Eocänezeit eine verhältnismäßig rasch vor sich gehende Vertikalbewegung der Erdkruste um einen Betrag von ca. 600 m stattgefunden hat.“ (a. a. O. S. 746). „Von der beschriebenen Querlinie dehnt sich das zentrale Kalkgebirge noch mindestens 30 bis 35 km nach NO hin aus, verschmälert sich aber in dieser Richtung entsprechend den äußeren Umrissen des Ostarms.“ (a. a. O. S. 755). „Die jüngeren Tertiärablagerungen bilden einen Schichtenkomplex von mindestens 1200 m Mächtigkeit, der als Äquivalent der Celebesmolasse der Sarasin anzusehen ist, eine Bezeichnung, die uns auch hier sehr passend erscheint, da diese jungtertiären Sedimente des Ostarms in der Tat in vieler Hinsicht an die subalpine Molasse erinnern.“ (a. a. O. S. 767.) Die Celebesmolasse zeigt Synklinalen und Antiklinalen. „Sie ist aber nicht nur gefaltet, sondern auch nachträglich noch von tektonischen Störungen, hauptsächlich queren Blattverschiebungen von anscheinend ziemlich beträchtlichem Ausmaße betroffen worden.“

Ich denke, diese Ausführungen genügen, um darzutun, daß auf Celebes neogene Faltung unverkennbar vorhanden ist (wir selbst fanden sie besonders deutlich im Norden des Possosees), und daß wenigstens im Ostarm ihr Streichen dem Verlauf der Halbinsel im allgemeinen folgt, ebenso wie das dortige eocäne Zentralgebirge. Ferner ergibt sich aus Wanner's Darstellung, daß der Satz von AHLBURG (a. a. O. S. 200) kristallines Gebirge baue im wesentlichen auch den Ostarm der Insel auf, mit von der Form desselben völlig unabhängigem Streichen SO—NW, irrig ist.

Es ist ferner der Satz des neuesten Durchwanderers von Zentral-Celebes E. C. ABENDANON¹⁾ irrig, welcher lautet (a. a. O. S. 237): „Es wurde festgestellt, daß die östliche Halbinsel von Celebes durch ein Gebirge von Peridotit, Gabbro und Andesit sich an Zentral-Celebes anschließt. Weiter konnte konstatiert werden, daß die Tektonik durch Bruchlinien, deren Streichen NW—SO und NO—SW ist, beherrscht wird, so daß das Hauptrelief des Landes durch Horste und Grabensenkungen gekennzeichnet wird, welche zu verschiedener vertikaler Höhe verschoben worden sind.“ In dem darauf folgenden gesperrt gedruckten Satz: „Von einer Umbiegung eines Armes des zentralen Gebirgssystems nach der östlichen Halbinsel kann keine Rede sein“ bemerke ich, daß wir die Um-

¹⁾ E. C. ABENDANON, die Expedition der Kgl. Niederländischen Geographischen Gesellschaft nach Zentral-Celebes 1909 und 1910, PETERMANN'S Mitteilungen, 57, 1911, S. 234.

biegung des Kettensystems des Ostarmes nach der östlichen Halbinsel glaubten beobachtet zu haben, und ich möchte diese Möglichkeit noch so lange festhalten, bis uns Originalbeobachtungen über den weiteren westlichen Verlauf des Wannerschen Zentralgebirges definitiven Aufschluß in dieser Frage gebracht haben.

ABENDANON hat vor der oben zitierten eine größere Reihe von Abhandlungen und Reiseberichten¹⁾ erscheinen lassen, in denen viele Ausführungen enthalten sind, die sich zugunsten unserer Anschauung von Celebes als einer jung aufgefalteten Insel würden heranziehen lassen, wenn der Verf. nicht in seiner oben erwähnten letzten Abhandlung eine von seiner früheren ganz veränderte Darstellung der Tektonik der Insel geben würde. In jenen ist fortwährend von Faltungen, Anti- und Synklinalen die Rede; Zentral-Celebes ist „een plooingsgebied van hooge en veelal regelmatige plooien met eene strekkingsrichting NW en NNW“²⁾; „Celebes is een prototype van een alpine bergsysteem“³⁾, und es wird gesprochen von „de hooge opheffing van Midden-Celebes in geologisch zeer jongen tijd“⁴⁾, bis er zuletzt seine Abhandlung in PETERMANNs Mitteilungen mit den Worten schließt: „Die Gebirgsstruktur von Zentral-Celebes wird durch Bruchlinien beherrscht, deren Streichrichtungen ungefähr N—S, ONO—WSW und NW—SO sind. Die verschiedenen Schollen sind zu sehr verschiedener Höhe emporgestiegen oder abgesunken. Auf diese Weise ist Zentral-Celebes tektonisch ein Gitterwerk von sehr hohen Landschollen (Horsten) neben sehr tiefen Bruchfeldern (Grabensenkungen) geworden, welche noch nicht oder nicht mehr mit Meeres- oder Seewasser überdeckt sind.“

Dieses ABENDANONSche Spaltengitter ist gegen das AHLBURGSche (siehe oben S. 232) um rund 45° gedreht, die beiden so geschwind erkannten Bruchspaltensysteme kreuzen sich; aber eine Verwandtschaft ist vorhanden, wobei AHLBURG mit dem seinen zuerst herauskam; im übrigen wollen wir es ABENDANON anheimstellen, darzutun, wie er seine so verschieden anmutenden Darstellungen von der Tektonik von Celebes in ein harmonisches Gesamtbild zu einigen vermag. Die Empfindung, daß er seine früheren Angaben über die Celebesketten als junger Faltengebirge kassieren will, haben

¹⁾ In Tijdschrift van het K. Nederl. Aardrijkskundig Genootschap, (2), 27, 1909 und 1910.

²⁾ Tijdschr. Aardr. Gen. 1910, S. 506.

³⁾ Ebenda, S. 1168.

⁴⁾ Ebenda, S. 1001.

auch andere; denn J. F. STEENHUIS⁶⁾ schreibt: „In zijne verhandeling tracht H. v. STAFF aan te tonen, dat de opvatting der SARASINS: „das Grundgebirge von Celebes wird von einem jungen Faltengebirge gebildet, das für die Richtung der Küsten maßgebend ist“ beslist niet aan te nemen is. De schrijver zoude nog krachtigere argumenten voor zijn betoog gevonden hebben in de resultaten door de mijnningenieur E. C. ABENDANON verkregen“. Es wird dabei besonders auch auf den Artikel des letzteren in PETERMANNS Mitteilungen verwiesen.

Wenn ABENDANON also noch feststellt: „der Zweck der Expedition wurde vollkommen erreicht; denn die Tektonik von Zentral-Celebes darf jetzt als bekannt betrachtet werden,“ so dürfte damit das tektonische Problem, welches die Insel uns bietet, nicht in seiner vollen Tiefe erfasst sein.

Was die Faltenbildung im gesamten Archipel mit Ausschluß von Celebes betrifft, welche die FRECHSche Schule verneint, so überlasse ich es getrost den vielen Beobachtern von Faltenbildungen auf den verschiedenen Inseln, dazu Stellung zu nehmen, ich zitiere nur ohne weiteren Kommentar folgenden Satz von G. BÖHM⁷⁾ (a. a. O. S. 404): „Nach den Mitteilungen WANNERS sind auf Buru die Juraschichten und die Tissotienkalke stark gefaltet, und die Lagerungsverhältnisse außerordentlich kompliziert. In Ost-Serang ist die Trias gefaltet. Nun hat WICHMANN zwischen dem Mac Cluer-Golf und 4° südlicher Breite post-eocäne Faltung nachgewiesen. Es läßt sich nach diesen vorläufigen Beobachtungen durchaus aufrecht erhalten, daß ein junges Gebirge von der südlichen Halbinsel von Neu-Guinea durch Serang und Buru streicht, wie dies SÜSS (Antlitz 3, 1, S. 305) angibt. Für eine Timor-Kordillere spricht, daß nach HIRSCHI in Portugiesisch-Timor alle Schichten, Jura eingeschlossen, stark gefaltet sind.“

Die Beobachtungen über das Vorkommen paläo- und mesozoischer Sedimente im Archipel zwischen der Makassarstraße und der Harafurusee mehren sich also fortwährend, und auch für Celebes besteht Aussicht, daß weitere Nachforschung die bis jetzt aufgezeigte Sedimentschichtenfolge bereichern wird. So sprechen die Massen von Serpentinesteinen mit Gabbro, die wir in den Kettengebirgen des nördlichen

⁶⁾ Über H. v. STAFF's Abhandlung, Tijdschr. Aardr. Gen., (2) 28, 1911, S. 850.

⁷⁾ G. BÖHM, Neues aus dem indo-australischen Archipel, Neues Jahrbuch f. Mineralogie usw., Beilageband 22, 1906.

Teiles der südöstlichen Halbinsel anstehend angetroffen haben, in Begleitung von Radiolarienrotton für mesozoische Sedimentation des letzteren, den wir außerdem, wie schon oben bemerkt, allenthalben auf der Insel gefunden haben; für diese Auffassung zitiere ich nur die folgenden Sätze von G. STEINMANN¹⁾ (a. a. O. S. 35): „Wenn auch die Angaben über das geologische Alter der Ophiolithe für die Alpen innerhalb ziemlich weiter Grenzen schwanken (Trias-Oligocän), so weisen doch die wenigen gut beglaubigten Feststellungen durchgängig auf ein relativ junges Alter, zumeist auf mittlere oder obere Kreide hin, so daß wohl allgemein der Satz aufgestellt werden darf: sie sind durchgehend jünger als die Tiefseeabsätze (die Radiolarite). Diesen kann man aber mit einem hohen Grad von Wahrscheinlichkeit allgemein ein oberjurassisches bis unterkretazisches Alter zuweisen.“ Dabei verweist STEINMANN auch auf die Funde im malayischen Archipel (a. a. O. S. 43). „Die chemische, lithologische und geologische Selbständigkeit der „Ophiolithformation“ tritt innerhalb der jüngeren Faltengebirge von alpinem Charakter überall deutlich hervor, nicht minder ihre Verknüpfung mit Tiefseezonen der früheren Geosynklinalen, aus denen diese Gebirge emporgestiegen sind.“ Die Radiolarienrottone und Radiolarite hatten wir schon in unserem Werke 1903 für kretazische Tiefseebildungen aufgefaßt²⁾; demnach würde unser Radiolarienrotton eine Tiefseebildung der Tethysgeosynklinale sein. Dazu kommen Sedimente, die Toëlikalke WANNERS³⁾, welche für jurassisch angesprochen werden, und in der von uns und von AHLBURG⁴⁾ namhaft gemachten krystallinen Schichtenfolge dürften metamorphisierte paläozoische Schichten repräsentiert sein, wie wir denn körnig-krystallinische Kalkschichten der Takalekadjokette, welche auf den ersten Blick wegen ihres Glimmergehaltes Gneise oder Glimmerschiefer vortäuschten, für ein durch Dynamometamorphose verändertes sedimentäres Kalkgestein vielleicht jurassischen Alters angesprochen haben. Es würde diese Auffassung folgendem 1900 von E. HAUG ausgesprochenen Satze entsprechen, welcher

¹⁾ G. STEINMANN, Geologische Beobachtungen in den Alpen, II, die SCHARDTsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine, Berichte naturf. Ges. Freiburg i. B., 16, 1905.

²⁾ Entwurf S. 297.

³⁾ WANNER a. a. O. S. 773.

⁴⁾ AHLBURG a. a. O. S. 199: „es handelt sich um präkarbonische und zwar vielleicht devonische Gesteine.“

lautet¹⁾: „dans la plupart des régions de la Tethys qui ont été affectées par les plissements tertiaires et qui ont vraisemblablement été le théâtre de mouvements orogéniques à la fin des temps paléozoïques, il est très probable que les dépôts dévoniens ont été en grande partie fortement métamorphosés, comme ils l'ont été dans de nombreuses régions alpines.“

Ich erinnere ferner an unseren Nachweis allgemeiner Verbreitung eogener Sedimente auf der Insel, welche durch spätere Beobachter, wie besonders WANNER für den Ostarm (siehe oben), ABENDANON für Zentral-Celebes, AHLBURG²⁾ und GIUSEPPINA OSIMO³⁾ für die Dongalakalke und ELBERT⁴⁾ für die Inseln Buton und Muna bestätigt wurden, so lebhaftem Zweifel, ja Widerspruch unsere diesbezüglichen Angaben bei Spezialisten auch begegnet waren. Unsere Auffassung von der weiten Verbreitung ferner eines neogenen Schichtenkomplexes, von uns Celebesmolasse genannt, hat WANNER, wie erwähnt, ebenfalls bestätigt, so daß die Vermutung, wir könnten uns mit Celebes im Bereiche des Tethys befinden, auch dadurch an Wahrscheinlichkeit gewinnt. Ich zitiere dazu folgende Sätze von E. HAUG (a. a. O. S. 640—642):

„Les couches à Nummulites de l'Eocène — si l'on fait abstraction du bassin anglo-parisien, de l'Afrique septentrionale et de l'Inde péninsulaire — sont strictement localisées dans les bandes qui constituaient des géosynclinaux à l'époque secondaire, savoir: région alpine et méditerranéenne, Asie Mineure, Perse, Himalaya, Sumatra, Java, c'est à dire dans la Tethys &c. Dans une partie de ces gisements l'Oligocène est également représenté &c. Des mollasses et des nagelfuhs miocènes existent dans l'Atlas, dans la péninsule des Balkans, en Asie Mineure, en Perse, en Californie, dans les Andes. Les couches des Sivaliks, sur la bordure méridionale de l'Himalaya, correspondent exactement aux mollasses d'eau douce

¹⁾ E. HAUG, les géosynclinaux et les aires continentales, Bull. Soc. géol. France, (3), 28, 1900, S. 639.

²⁾ „Die Kalksteinmassen von Donggala sind wohl ebenfalls als eogene Kalke aufzufassen“ (Entwurf, S. 159). Nach AHLBURG (a. a. O. S. 200) werden bei Donggala „die Schiefer überlagert von alttertiären Nummulitenkalken“.

³⁾ Di alcuni Foraminiferi dell' eocene superiore di Celebes, Rivista italiana di Paleontologia, Anno XIV (1908), 28—54, fol. I—III, zitiert nach H. DOUVILLÉ, les foraminifères dans le Tertiaire des Philippines, The Philippine Journal of Science, 6, 1911, S. 67.

⁴⁾ Die Sunda-Expedition des Vereins für Geographie und Statistik zu Frankfurt a. M., Festschrift, Band 1, 1911, S. 196. Für noch andere Vorkommnisse vergleiche auch: H. BÜCKING, Beiträge zur Geologie von Celebes, Sammlungen des Geologischen Reichs-Museums in Leiden, (1), 7, 1902, S. 177.

du bord subalpin. Ainsi e poursuit jusque dans les détails la conformité de l'histoire géologique des régions qui ont été affectées par les grands plissements de l'époque tertiaire."

Es ist also nicht zutreffend, wenn H. v. STAFF schreibt (a. a. O. S. 181): „Celebes kann deswegen kein junges Faltungsgebirge sein, weil eine mesozoische Geosynklinalbildung gänzlich fehlt“, und wenn er fortfährt: „sodann fehlt jede Differenzierung von tektonischem Vor- und Rückland“, so möchte ich es für einen Fehler halten, von solcher, in Beziehung auf unsere Insel noch nicht sorgfältig geprüften Vorstellung ausgehend die Möglichkeit junger Faltenbildungen auf Celebes zu bestreiten.

Um Mißverständnissen vorzubeugen, bemerke ich, daß wir über das Vorhandensein von Absenkungen sowohl im anstehenden Gebirge als an den Küstenrändern der Golfe von Celebes nie im Zweifel waren, es ist davon und von den mit solchen Absenkungen verbundenen tektonischen Erdbeben an mehreren Stellen unserer beiden Werke die Rede; sind doch Absenkungen von Schollenfragmenten geradezu eine charakteristische Folgeerscheinung junger Faltengebirgsbildung. Ich glaube, daß wir es bei der Tektonik von Celebes und weiterhin im Archipel mit beidem, mit junger Faltenbildung und Absenkung zu tun haben, indem ich die von LAPPARENT in der neuesten Auflage seiner *Leçons* (1907, S. 566) vertretene Auffassung teile, welche lautet:

„l'état, encore très incomplet, de nos connaissances sur la constitution géologique des îles de la Sonde et des Philippines, impose jusqu'à nouvel ordre une grande réserve. Toutefois, même en prenant acte du morcellement incontestable de ce territoire, on ne peut s'empêcher de faire remarquer que le terrain tertiaire y occupe une assez grande place; que dans les Philippines, certains calcaires de cet âge sont portés à 1200 mètres de hauteur, qu' à Java même le tertiaire plissé s'élève jusqu' à 2000 mètres et qu' ainsi, à côté d'effondrements incontestables, il y a eu aussi soulèvement et émerision.“ „Ici, comme dans bien d'autres cas, les effondrements apparaîtraient comme la conséquence et le contre-coup d'un soulèvement préalable.“

Die von SÜSS, RICHTHOFEN und LAPPARENT zu Eingang erwähnte Homologisierung der Inseln Celebes und Halmahera mit den Halbinseln Morea und Chalkidike möchte ich nur in Beziehung auf die Ähnlichkeit der äußeren Form für zutreffend halten, tatsächlich besteht ein wichtiger Unterschied; denn die Halbinseln Morea und Chalkidike verlaufen im allgemeinen parallel, während diejenigen von Celebes und Halmahera radiär

angeordnet sind und in Leitlinien ausschweifen, und da fast sämtliche malayischen Inseln in Leitlinien eingeschoben erscheinen, so muß der Versuch, sie auch durch Celebes und Halmahera hindurchzuführen, als einwandfrei gelten. SÜSS dachte an eine Weiterführung der Sangilinie durch die Minahassa nach den Togian-Inseln, Kap Api, nach dem Latimodjong, im welchem Gebirge er einen Vulkan vermutete, und so weiter südwärts; aber Kap Api ist kein Vulkan, wie wir doch selbst einmal geglaubt hatten, und der Latimodjong ist ein nicht-vulkanisches Kettengebirge. Es scheint mir darum immer noch der Versuch, die Sangilinie dem Nordarm der Insel entlang weiter zu führen und sie mit ihm nach Zentralcelebes umbiegen zu lassen, um sie an der Südwestecke des Südarms wieder zum Vorschein kommen und Madura-Javawärts weiterstreichen zu lassen, wissenschaftlich gerechtfertigt, und ich habe noch immer den Eindruck, daß es sich im malayischen Archipel um einen Konflikt zwischen den Kettensystemen der Tethys und denen der pazifischen Umrahmung handle und daß der von der Makassarstraße und der Harafurusee eingeschlossene Abschnitt dieses Archipels, in welchem die Kettensysteme von Norden, Osten und Süden her sich zusammendrängen, ja sich in einander verschlingen, eine Art von Leitlinienstrudel darstelle, in welchem Celebes und Halmahera zwei wirbelartige Knoten bilden.

11. Über Grundwasserverhältnisse in dem Bielefelder Quertale des Teutoburger Waldes.

Von Herrn A. MESTWERDT.

Berlin, den 3. April 1912.

In den letzten Jahren haben uns die Arbeiten von E. MEYER¹⁾ und O. BURRE²⁾ über den Aufbau des Teutoburger Waldes zu beiden Seiten des Bielefelder Quertales näher unterrichtet. Die den beiden Arbeiten angefügten geologischen Karten schließen fast unmittelbar aneinander, indem

¹⁾ Der Teutoburger Wald (Osning) zwischen Bielefeld und Werther. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1903, S. 349.

²⁾ Der Teutoburger Wald (Osning) zwischen Bielefeld und Örlinghausen. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1911, Teil I, S. 306.

nur die Sohle des Quertales und Abschnitte ihrer nächsten Nachbarschaft unberücksichtigt bleiben. Hier breiten sich nämlich quartäre Deckschichten stellenweise in so erheblicher Mächtigkeit aus, daß die Zusammensetzung des mesozoischen Untergrundes einigermaßen unklar bleibt. Über gelegentliche Aufschlüsse, die hier besonders beim Bau von Kanalisationsanlagen entstanden, haben außer BURRE in seiner schon erwähnten Abhandlung besonders WETZEL¹⁾ und LANDWEHR²⁾ berichtet. Bei der ständig wachsenden Besiedelung und der bedeutenden industriellen Entwicklung des Bielefelder Quertales spielt nun die Frage nach der Wasserversorgungsmöglichkeit aus dem eigenen Grund und Boden eine außerordentlich wichtige Rolle. Es hat sich ergeben — und ich werde das in folgendem näher darlegen —, daß für die private Wasserversorgung die Zusammensetzung und Verbreitung der quartären Deckschichten von entscheidender Bedeutung sind, daß aber der feste Gebirgsuntergrund der Wassergewinnung nur recht beschränkte Möglichkeiten bietet.

a) Der mesozoische Untergrund.

Wie BURRE näher ausgeführt hat, nehmen in Gadderbaum die Tone des Lias und Doggers reichlich ein Drittel im Querprofil des Osnings ein, verschwinden aber in nordwestlicher Richtung nach E. MEYER sehr bald ganz unter der Unteren Kreide des Kahlenberges, um erst weiter westlich wieder zutage zu treten. Jedenfalls haben wir im Gebiet des Jura und der älteren Kreide die bedeutendsten Schichtenbewegungen, die durch die Zertrümmerung des Gesteins, wie BURRE will, die spätere Talbildung ermöglichten. Querbrüche, wie sie sich beispielsweise an dem Borgholzhauser Quertal des Teutoburger Waldes schon orographisch sofort zu erkennen geben, durchschneiden bei Bielefeld keinesfalls das ganze Gebirge. Denn die Plänerkalke der Oberen Kreide setzen, wie man besonders gut am Brongniarti-Pläner feststellen kann, ohne jede Unterbrechung und irgendwelche seitliche Verschiebung durch das Tal hindurch, und auch die Bergrücken des Unteren und Oberen Muschelkalks verharren zu beiden Seiten des Einschnittes ohne jede Ablenkung in ihrer Streichrichtung. Bleiben somit höchstens

¹⁾ Lias und Dogger des Teutoburger Waldes südlich von Bielefeld. Zentralbl. f. Min. usw. 1909, S. 137.

²⁾ Über einige neuere Aufschlüsse im Jura und in der Kreide des Bielefelder Tales. Bericht des Naturw. Ver. f. Bielefeld über das Jahr 1908, S. 152.

Querzerklüftungen übrig, die von jenen Schichtenstörungen im Jura und in der Unteren Kreide ausgehen könnten.

Das Bielefelder Tal ist naturgemäß an den Bergzügen des Muschelkalks und des Pläners enger als in dem zwischen jenen beiden gelegenen mittleren Teil, wo die Juratone in breitem Ausstrich über Tage infolge ihrer geringen Widerstandsfähigkeit gegen die Abspülung die Entwicklung einer weiten Niederung gestatteten. Gerade hier liegen aber die BODELSCHWINGH'schen Anstalten, die sich weit an dem Südosthang des Quertales emporziehen, die Spinnerei Vorwärts, die mit ihren Grundstücken rund 1 km längs der Sohle des Quertales sich ausdehnt, und andere industrielle Anlagen, die großer Wassermengen bedürfen. Bei der beträchtlichen Ausdehnung der Juratone im Untergrunde ist für diese Betriebe die Frage der Wasserversorgung innerhalb des eigenen Geländes oft recht schwierig. Zumal eine Tiefbohrung kann hier von vornherein keine Aussicht auf Erfolg bieten; höchstens die Posidonienschiefer des Oberen Lias könnten nämlich als Wassersammler in Betracht kommen; doch erscheint die Verwendbarkeit des Wassers in Hinblick auf den Bitumengehalt des Gesteins mindestens für Trinkzwecke zweifelhaft. Die gestörten Lagerungsverhältnisse und die starke Neigung der Schichten machen es nun nahezu unmöglich, an einem beliebigen Punkte die Tiefenlage der Posidonienschiefer zu bestimmen¹⁾. Obwohl hier der Wüschelrute die schönste Gelegenheit geboten war, sich erfolgreich zu betätigen, mußte doch eine von einem Rutengänger empfohlene Tiefbohrung auf Wasser bei den BODELSCHWINGH'schen Tonwerken (Parkinsoni-Schichten), da die Vorausbestimmungen nicht eintrafen, und auch spätere Nachbestimmungen sich als irrig erwiesen, bei 183 m Tiefe noch immer in schwarzen Schiefertönen stehend aufgegeben werden.

Von den mesozoischen Schichten bei Bielefeld sind nur der Muschelkalk, der Sandstein der Unteren Kreide (Osningsandstein), der Flammenmergel und die Plänerkalke der Oberen Kreide als wasserführend in Betracht zu ziehen. Der Fuß der Muschelkalkhöhen liegt ganz innerhalb des bebauten Bielefelder Stadtgebietes, und wie weit hier etwa Quellaustritte aufgefangen und abgeleitet werden, entzieht sich meiner Kenntnis. Aus dem Osningsandstein des Ebberges gewinnt das Brackweder Wasserwerk einen Teil seines Wasserbedarfes durch einen oberhalb des Gr. Bockermannschen Hofes belegenen,

¹⁾ Vgl. BURRE: a. a. O., S. 339.

querschlägig getriebenen Stollen. Der Sandstein ist indessen vielfach eisenschüssig; es genügt aber schon ein ganz geringer Eisengehalt, um das Wasser für die Bleichereien der Bielefelder Spinnereien und Webereien unbrauchbar zu machen. Der Flammenmergel ist, wie ihn auch BURRE¹⁾ kennzeichnet, ein stark zerklüftetes, kieseliges Gestein, aus dem beispielsweise unterhalb der Försterei Spiegelsberge am Ebberg Quellen entspringen. In dem Bielefelder Quertale wird aber, wie oben erwähnt, die Untere Kreide, also der Osningsandstein und der Flammenmergel, von Störungen betroffen; außerdem sind die Schichten größtenteils von quartären Bildungen bedeckt. Dies läßt wiederum den Schluß zu, daß in jenen Schichten keine erheblichen Wassermengen zirkulieren können, weil diese sonst sie wohl von den leicht zerstörbaren Deckschichten befreit haben würden. Es erscheint deshalb wenig aussichtsvoll, jene Schichten in dem Bielefelder Quertal dort, wo man sie unter dem Diluvium zu erwarten hat, erschließen zu wollen.

Die Wasserführung des Pläners der Oberen Kreide endlich ist die bedeutendste, die in dem Bielefelder Quertal in Quellen zutage tritt, und zwar liegen diese Quellen im Brongniarti-Pläner, der mächtigsten Schichtstufe unter der Wechselfolge von Mergeln, Plänern und reinen Kalken, aus denen das Cenoman und das Turon am Teutoburger Walde bestehen. Der nahezu seiger gestellte, ja bei nordöstlichem Einfallen sogar überkippte Brongniarti-Pläner bildet die höchste Stelle, die Wasserscheide, in dem Bielefelder Querpaß, und die aus ihm entspringenden Lutter-Quellen fließen einerseits nach SW als Ems-Lutter, andererseits als Weser-Lutter nach NO. Die Quellen liegen teils auf der Nordwestseite, teils im Planum der Cöln-Mindener Eisenbahn, die größte aber, die auch in dem Meßtischblatt Bielefeld eingetragen ist, in dem sogenannten Lutterkolk. Es ist dies eine große, trichter- bis kesselförmige Aushöhlung im Kalkstein, die sich durch die auflösende Tätigkeit des Quellwassers bildete, ähnlich denen, die STILLE²⁾ als Schwalchlöcher aus der Gegend von Paderborn beschrieben hat. Der Kolk hat eine Tiefe von mehr als 20 Metern und ist mit Sand, der aus seiner Umgebung hineingespült wurde, nahezu ganz ausgefüllt. Über seine Wasserlieferung sind mir Messungen nicht bekannt, doch geht sie in trockenen Sommermonaten sehr merklich zurück.

¹⁾ a. a. O., S. 326.

²⁾ Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiet der Paderquellen zu Paderborn. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F. Heft 38.

b) Die diluvialen und alluvialen Deckschichten.

Wie wir sahen, fördert in dem Bielefelder Querpaß von den mesozoischen Schichten nur der Brongniarti-Pläner größere Mengen Quellwasser zutage. Die private Wasserversorgung, die zum Teil recht bedeutende Wassermengen zu heben genötigt ist, muß somit aus den quartären Deckschichten durch Brunnenanlagen ihren Wasserbedarf zu decken suchen.

Eine Übersicht über „die Gliederung des Diluviums und Alluviums in der Gegend von Bielefeld“ hat LANDWEHR¹⁾ aufgestellt. Es ergibt sich daraus, wie ich auch bei meinen Untersuchungen im Fürstentum Lippe, bei Herford²⁾ und in der Senne auf der Südwestseite des Teutoburger Waldes feststellen konnte, daß wir es in dieser Gegend mit der Grundmoräne einer einzigen Vereisung zu tun haben, die von Sanden und Schottern sowohl unter- wie überlagert wird. Die älteren Sande sind freilich vielfach vor Ablagerung der Grundmoräne wieder zerstört, das heißt also wohl durch das sich vorwärts schiebende Inlandeis aufgearbeitet worden. Infolgedessen liegt der Geschiebemergel oder sein Verwitterungsprodukt, der Geschiebelehm, vielfach, ja man kann wohl sagen in den meisten Fällen, unmittelbar auf dem mesozoischen (oder tertiären) Untergrund, und so auch in dem Bielefelder Querpaß. Von den zahlreichen Brunnenbohrungen der Spinnerei Vorwärts, die zum Teil in nächster Nähe der Talsohle sich aufreihen, hat leider keine die Grundmoräne durchstoßen. Indessen erreichen die auf ihr liegenden Sande, von dem Niveau der Talsohle abwärts gerechnet, eine Mächtigkeit von rund 15 Metern, so daß hier mit Erfolg Brunnen abgesenkt werden konnten.

Es fragt sich nun: Woher stammt das in diesen Sanden vorhandene Grundwasser? Der Geschiebemergel liegt, wie eben erwähnt, in der Talsohle stellenweise 15 m unter der Tagesoberfläche und steigt an den Abhängen zu beiden Seiten in die Höhe. Er bildet also eine wasserundurchlässige Rinne, die in der Richtung des Tales liegt. Ausgefüllt wird sie längs ihrer Sohle größtenteils von den jüngeren Sanden, die wie die Grundmoräne selbst stellenweise durch die spätere Erosion wieder zerstört sein können. Über diese jüngeren Sande, wie über die älteren diluvialen und mesozoischen Schichten hinweg

¹⁾ s. Jahresbericht des Naturw. Ver. in Bielefeld für 1908. Bielefeld 1909.

²⁾ Erläuterungen zur geologisch-agronomischen Karte der Gegend östlich von Herford i. W. Herausgeb. v. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin 1909.

legen sich nun vielerwärts Flugsande der Senne alluvialen Alters. Soweit nun diese beiden Sande, die jüngeren Sande und die Flugsande, auf undurchlässigem Grunde liegen — und das ist höchstens bei den Plänen nahe dem Bahnhof Brackwede nicht der Fall —, können sie als Sammler der atmosphärischen Niederschläge in Betracht kommen. Außerdem mögen noch kleinere Rinnsale aus der Umgebung hinzukommen, die in den Sand einmünden und darin versickern. Aber bei der geringen Ausdehnung dieses Niederschlagsgebietes von höchstens $1\frac{1}{2}$ qkm ist es von vornherein ausgeschlossen, daß das Grundwasser, was längs der Weser-Lutter in Brunnen gehoben wird, allein von den atmosphärischen Niederschlägen gespeist wird. Da andere nennenswerte Quellen fehlen, können somit nur die Lutterquellen als ständige Erneuerer des Grundwassers in Frage kommen. In der Tat kann man auch den jüngeren Sand von der südlichsten Bohrung der Spinnerei Vorwärts (bei Klein-Vorwärts) bis unmittelbar an den Lutterkolk hinan verfolgen, so daß es keinem Zweifel unterliegt, daß hier das Grundwasser des Luttertals seinen Ursprung hat.

Aus dieser Abhängigkeit folgt sofort, daß bei einem Nachlassen der Lutterquellen nach trockenen Monaten gleichzeitig der Grundwasserspiegel fallen muß. Andere Möglichkeiten, als aus jenem Sandlager Wasser zu heben, sind allgemein nicht gegeben. Der Sand keilt sich aber nördlich der Spinnerei Vorwärts anscheinend so vollkommen aus, daß er weiterhin als Grundwasserträger praktisch nicht mehr in Frage kommt. Hier wird dann von Fall zu Fall zu entscheiden sein, auf welche Weise und ob überhaupt eine Wasserversorgung aus dem unmittelbaren Untergrunde möglich ist.

12. Die Neogenbecken Kleinasiens.

Von Herrn ALFRED PHILIPPSON.

Bonn, 14. April 1912.

Herr GEORG BERG hat unter obigem Titel in den „Monatsberichten“ dieser Gesellschaft (1912 Nr. 1) einen kurzen Artikel veröffentlicht, in dem er Bemerkungen zu widerlegen sucht, die ich in einem Referat sowie in meinen „Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien“, Heft II (PETERMANN'S Mitteilungen,

Ergänzungsheft 172) gegen einige Einzelheiten seiner, im übrigen sehr verdienstvollen Beobachtungen in Kleinasien vorgebracht habe. Ich möchte daraufhin auf unsere, die „Neogenbecken“ Kleinasiens betreffende Meinungsverschiedenheit noch einmal und etwas ausführlicher eingehen, als es in den beanstandeten Bemerkungen geschehen ist. Denn der Gegenstand dürfte auch von allgemeinerem Interesse sein.

Ich hatte es als unangebracht erklärt, das türkische Wort „ová“, das schlechthin „Ebene“ bedeutet, als morphologischen terminus technicus für eine gewisse Art von Ebenen zu benutzen, wie BERG es getan hat. Ich freue mich, daß BERG mir jetzt darin zuzustimmen scheint. In der Tat versteht der Türke natürlich nicht bloß das unter „ová“, was BERG damit bezeichnen möchte, sondern jede Ebene, mag sie nun ein „Neogenbecken“, eine gewöhnliche Schwemmlandebene oder sonst irgendwelcher Entstehung sein. — Wichtiger war es mir aber, daß ich bei BERG eine genauere Definition dessen vermißte, was er unter „ová“ verstehen wollte. Auch in seinen letzten Ausführungen gibt er eine solche nicht mit klaren Worten, aber ich entnehme doch daraus, daß er unter „ová“ Neogenbecken — oder „ebene Neogenauen“ — begreift, das heißt Senken, deren Boden aus flach lagerndem Neogen besteht, und die von einem höheren Rahmen vorneogener Gesteine umgeben sind. Dabei ist es ihm gleichgiltig (S. 60 unten), ob dieser neogene Beckenboden unzerschnitten, oder tief zertalt oder gar schon von den Flüssen bis auf geringe Reste abgetragen ist. Das gibt aber doch morphologisch ganz verschiedene Gebilde: 1. Ebenheiten, und zwar a) primäre ebene Oberfläche des Neogens und b) sekundäre Abtragungs- und Schwemmlandebene am Boden des nunmehr zerstörten Neogens — und 2. sehr unebene zertalte Neogenlandschaften, die keine „ebene Neogenauen“ mehr sind, und welche die Türken ebenso wenig als „ová“ wie wir als Ebene bezeichnen würden.

Die Ebene von Djimovassi südlich von Smyrna, die BERG zu den „charakteristischen Ovábildungen“ rechnet, besteht aus dem Talzug eines alten, jetzt zerstückelten Flusses; das Erosionstal geht nach abwärts in eine breite Schwemmlandebene über, die sich mit dem Kayster-Einbruch verbindet. Es ist also möglich, daß auch diese Ebene durch einen Einbruch vorbereitet war; ihre heutige Form aber verdankt sie der postneogenen Erosion und Anschwemmung. Diese Ebene ist zum Teil in eine zertalte Neogentafel, zum Teil aber in alte Gesteine eingeschnitten, die streckenweise von einem Saum gestörten Neogens eingefaßt werden. Was ist nun da „ová“,

die Neogentafel mit oder ohne den gestörten Saum, oder die Flußebene, die nur streckenweise in das Neogen eingeschnitten ist? Gerade an diesen Fall knüpfte meine Bemerkung an, daß BERG unter dem Namen „ová“ „sehr verschiedenes zusammenwerfe“.

Aber sehen wir von der morphologischen Umgestaltung der „Neogenbecken“ durch Erosion ab, so könnten doch die Becken selbst tektonisch oder geologisch einen einheitlichen Typus darstellen. Aber auch dies ist im westlichen Kleinasien, das ich allein aus persönlicher, hier allerdings recht eingehender Erfahrung kenne, nicht der Fall. Es gibt dort einzelne „Neogenbecken“, in denen das Neogen flach lagert; in anderen ist es durch Verwerfungen in Schollen verschiedener Höhe zerlegt; wieder in anderen ist es sogar gefaltet; diese verschiedenen Lagerungsformen kommen häufig in ein und demselben „Becken“ vor. In manchen Fällen ist innerhalb eines Neogenbeckens noch ein tieferes Becken eingesenkt, das von Schwemmland eingenommen wird. Manche Becken sind rundlich, andere unregelmäßig verzweigt, andere lang grabenförmig, wobei vielfach das Neogen nur an einer Seite vorhanden ist. In manchen „Becken“ fehlt es ganz (Kayster-Becken). Alle möglichen Übergänge vermitteln zwischen solchen Neogenschollen, die gegen ihre Umgebung tief liegen, und die man daher allenfalls als „Becken“ bezeichnen könnte, und solchen, die man nur Hochtafeln oder große Tafelländer nennen kann. Manche solcher scheinbaren Neogentafeln sind aber gar keine Tafeln, sondern ihre Schichten sind geneigt oder sogar stark gestört, und dennoch ist ihre Oberfläche eben; letztere ist dann eine Abtragungsfläche, die auch oft auf benachbarte alte Gesteine übergreift. Einzelne Neogenschollen finden sich hoch an den Flanken und auf den Gipfeln der Gebirge. Viele Neogenlandschaften erhalten durch die massenhaften vulkanischen Gesteine ein ganz besonderes Gepräge. Kurz, die Mannigfaltigkeit des Auftretens des Neogens ist so groß, und die verschiedenen Typen, die man etwa aufzustellen geneigt wäre, sind so vielfach kombiniert und durch Übergänge verbunden, daß ich nicht weiß, wie man da einen einheitlichen Typus abgrenzen soll, den man „ová“ oder sonst wie benennen könnte. Im östlichen Kleinasien mag es ja anders sein. Im westlichen Kleinasien sind unzweifelhaft alle oder doch die meisten Neogenvorkommnisse, die man „Becken“ nennen könnte, erst durch spätere Dislokationen begrenzt, von einander getrennt und in die verschiedenen Höhenlagen gekommen. Die großen Höhenunterschiede der einzelnen Neogenschollen lassen

sich ja gar nicht anders erklären als durch nachträgliche Verschiebungen, abgesehen davon, daß man vielfach die Verwerfungen direkt sehen kann. Dazu kommt die starke Faltung des Neogens in vielen Gegenden. Wenn Herr BERG das westliche Kleinasien eingehender bereist hätte, würde er sicher mit mir über die ungeheure Bedeutung der späteren Dislokationen für die Lagerung und Verbreitung des Neogens und für die heutigen Oberflächenformen in diesem Gebiet übereinstimmen. Wenn man nun dazu noch in Betracht zieht: Den im Ganzen einheitlichen Charakter des kleinasiatischen Süßwasserneogens, seine große Mächtigkeit und Verbreitung, die es noch heute besitzt, wie meine geologischen Karten zeigen, und besonders die noch in der Vorbereitung begriffenen östlichen Blätter zeigen werden —, ferner die vielen kleinen isolierten Lappen desselben in den verschiedensten Höhen, die breiteren oder schmälere Verbindungen, die noch heute die meisten Neogenvorkommen mit einander verknüpfen, so kann man gar nicht daran zweifeln, daß dieses Süßwasserneogen des westlichen Kleinasien nicht in den Grenzen abgelagert ist, die es heute besitzt, daß es keine Ablagerung in einzelne Becken ist, sondern daß es durch nachträgliche Dislokationen (im späteren Pliocän und Altquartär) aus einer zusammenhängenden Ablagerung zerstückelt und dann natürlich auch in weitem Umfange abgetragen worden ist.

Doch habe ich nicht gelegnet, sondern darauf hingewiesen, daß sehr beträchtliche Rücken und Inseln, ja ganze Gebirgslandschaften aus den Neogenablagerungen aufgeragt haben, daß das Neogen daher zahlreiche Buchten und Straßen erfüllte. Nur sind meist die heutigen Grenzen nicht mehr die ursprünglichen. Namentlich wird das dritte Heft meiner Arbeit nähere Aufschlüsse über das Verhalten des Neogens zum älteren Gebirge und zu der heutigen Oberfläche in Ost-Mysien und Nordphrygien geben, Landschaften, die in dieser Beziehung besonders interessant sind. Ich habe auch nicht, wie BERG andeutet, mit allzu großer Vorliebe Verwerfungen als Grenze der heutigen Neogenschollen angenommen, sondern ich habe in jedem Falle, wo nur das Beobachtungsmaterial dafür ausreichte, die Frage geprüft, ob Verwerfungs- oder Ablagerungsgrenze vorliegt. Ähnliches gilt für die Landstufen oder Terrassen innerhalb der Neogenlandschaften. (Auf die ganz lokale Terrasse von Aidin will ich hier nicht wieder eingehen.)

Die Verschiedenheit unserer Auffassung in dieser Frage ist, wie Herr BERG auch sagt, nur eine graduelle, aber dieser graduelle Unterschied ist doch für die Geologie und Morpho-

logie Kleinasiens recht wichtig. Hauptsächlich ist dieser Unterschied wohl dadurch hervorgerufen, daß Herr BERG seine Erfahrungen im östlichen Kleinasien, wo die Verhältnisse andere zu sein scheinen, auf Westkleinasien übertragen hat, das er nicht ausreichend kennen gelernt hat. Nur für West-, nicht für Ost-Kleinasien, mag meine Ablehnung des BERGschen Ovátypus — abgesehen vom Namen, den ich auf alle Fälle verwerfe — gelten, denn nur den Westen kenne ich persönlich. —

In seinem Artikel über die Neogenbecken verteidigt sich Herr BERG noch gegen einen anderen „Vorwurf“, den ich ihm gemacht hätte. In zwei Fußnoten meiner Arbeit habe ich bemerkt, daß BERG die Abgrenzung der krystallinen Schiefer und Kalke gegen halbkrySTALLINE und nichtkrystalline Sedimente nicht richtig beachtet habe. Das soll aber kein „Vorwurf“ sein, wie Herr BERG meint, denn ich weiß aus eigener Erfahrung genugsam, wie schwer und unsicher eine solche Abgrenzung oft ist, und habe das in den noch ausstehenden Heften, deren Manuskript zum großen Teil schon vorliegt, besonders hervorgehoben; denn in diesen östlicheren Teilen meines Untersuchungsgebietes spielen solche unsicheren Gesteine eine sehr große Rolle. Daß bei so vereinzeltten Exkursionen, wie sie BERG im westlichen Kleinasien gemacht hat, eine solche Abgrenzung noch viel schwieriger ist, als nach einer jahrelangen Bereisung, liegt auf der Hand. Meine Bemerkungen beziehen sich auch nur auf die zwei Einzelfälle, bei denen sie angefügt sind. Der eine Fall ist der Kisil-Dag südlich von Smyrna. In diesem kommen ganz unmetamorphosierte, gewöhnliche Tonschiefer und Grauwacken vor. Die kann man doch nicht, wie Herr BERG es tut, archaisch nennen, — auch nicht „bis zum Beweise des Gegenteils“ — weil sie bisher keine Versteinerungen geliefert haben! Der zweite Fall ist das Tal des Tachtali-Tschai, wo ich eine deutliche Überlagerung von halbkrySTALLINEM Kalk mit Einlagerungen nicht-metamorphosierter Grauwacken und Tonschiefer über vollkrystallinen Marmoren und Glimmerschiefern festgestellt habe. Es ist leicht verständlich, daß Herr BERG bei seiner Exkursion diese Abgrenzung nicht gesehen hat, während ich infolge meiner Erfahrungen in diesen Gegenden auf diese Grenze der beiden Gesteinsgruppen besonders geachtet habe. Insofern hat er ganz recht, daß ihm dieser „Vorwurf nicht allzuschwer zu wiegen scheint“. So war es auch gar nicht gemeint, aber eine tatsächliche Korrektur muß er schon hinnehmen!

Neueingänge der Bibliothek.

- BEYER, O.: Alaun und Gips als Mineralneubildungen und als Ursachen der chemischen Verwitterung in den Quadersandsteinen des sächsischen Kreidegebiets. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 63, H. 4, 1911. Berlin 1911.
- FISCHER, H.: Über den Einfluß der geologischen Verhältnisse auf das Landschaftsbild. S.-A. aus: Schriften der Physik.-ökon. Gesellschaft zu Königsberg i. Pr., Jahrg. 52, 1911. Königsberg 1911.
- Über dolomitische Gesteine der unterfränkischen Trias. S.-A. aus: Geognostische Jahreshefte 1911, Jahrg. 24. München 1912.
- FRIEDRICH, P.: Zur Geologie der Umgebung von Lübeck. Eine Erwiderung auf den Aufsatz von Herrn Prof. Dr. C. GAGEL über: „Die Entstehung des Travetals“. Mit 3 Figuren. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1911, Bd. 32, T. 1, H. 3. Berlin 1912.
- GOTHAN, W.: Über einige permo-carbonische Pflanzen von der unteren Tunguska (Sibirien). S.-A. aus: Diese Zeitschr. 63, H. 4. Berlin 1911.
- GUILLEMMAIN, C.: Beiträge zur Geologie Uruguays. Mit einer Karte und 7 Textfiguren. S.-A. aus: Jahrb. Min. 33. Stuttgart 1912.
- HARBORT, E.: Ein menschliches Skelett aus dem Kalktufflager von Walbeck in Braunschweig. S.-A. aus: Zeitschr. f. Ethnologie, H. 6, 1911.
- HESS VON WICHENDORFF, H.: Geologie und Heimatkunde des Kreises Naugard i. P. Ein Beitrag zur Landeskunde Pommerns. Mit 24 Abbildungen. Berlin 1912.
- Über eine Drumlinlandschaft bei Nimmersatt an der russischen Grenze. Mit einer Karte im Text. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. f. 1911, Bd. 32, T. 1, H. 3. Berlin 1912.
- Über ein neues Vorkommen von Pickeringit in Thüringen. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1912, Nr. 2. Stuttgart 1912.
- HUTH, W.: Die fossile Gattung *Mariopteris* in geologischer und botanischer Beziehung. Inaug.-Diss., Friedrich-Wilhelms-Universität. Berlin 1912.
- KLEIN, W. C.: Données nouvelles pour la Coupe du Bassin houiller du Limbourg néerlandais et du Bassin septentrional d'Aix-la-Chapelle. S.-A. aus: Annales de la Société Géologique de Belgique, t. 36, Bulletin. Liège 1909.
- De bruinkoolformatie in Limburg. S.-A. aus: Handelingen van het XIII. Ned. Nat. en Gen. Congr. te Groningen 1911. Groningen 1911.
- Failles montrant trois mouvements opposés successifs dans le bassin houiller du Limbourg hollandais. S.-A. aus: Annales de la Société Géologique de Belgique, t. 37, Mémoires. Liège 1911.
- Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique de Belgique à Maestricht et à Geulem, le 11. Juin 1911. S.-A. aus: Annales de la Société Géologique de Belgique, t. 38, Bulletin. Liège 1910.
- Visite du compartiment géologique de la Section hollandaise de l'Exposition, sous la conduite de M. W. KLEIN, géologue de l'Etat hollandais. S.-A. aus: Bulletin de la Société belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie, t. XXV, 1911, Mémoires. Bruxelles 1912.

- KOEHNE, W.: Bodenkartierung und geologisch-agronomische Karten. Landwirtschaftliche Hefte, H. 5. (Herausgeber Dr. C. KIESSLING). Berlin 1912.
- KRANZ, W.: Die Keilberger Randspalte. S.-A. aus: Geognost. Jahresh. 1911, XXIV. Jahrg. München 1911.
- Die hohe Lage einiger mariner und terrestrischer Bildungen und deren Ursachen. S.-A. aus: Greifswalder Zeitung, Nr. 29, 1912.
- Das Tertiär zwischen Castelgomberto, Montecchio, Maggiore, Creazzo und Monteviale im Vicentin. S.-A. aus: N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. 32. Stuttgart 1911.
- LINDEMANN, B.: Die Erde. Eine allgemeinverständliche Geologie. Bd. I: Geologische Kräfte. Mit 7 Farbdrucktafeln, 19 Schwarztafeln und 322 Abbildungen. Stuttgart 1912.
- MYLIUS, H.: Jura, Kreide und Tertiär zwischen Hochblanken und Hohem Ifen. S.-A. aus: Mitteilungen der Geol. Gesellsch. Wien, IV, 1911. Wien 1911.
- NOPCSA, FR. Baron, *Omosaurus Lennieri*. Un nouveau Dinosaurien du Cap de la Heve. S.-A. aus: Bulletin de la Société géologique de Normandie, t. 30, 1910. Le Havre 1911.
- PIOLTI, G.: *GIORGIO SPEZIA*. S.-A. aus: Rivista del Club Alpino Italiano, Vol. 31, Nr. 1, 1912. Torino 1912.
- *GIORGIO SPEZIA*. S.-A. aus: Annali della R. Accademia di Agricoltura di Torino, Vol. 54, 1912. Torino 1912.
- RABOT, CH.: Les Variations périodiques des Glaciers. XVI. Rapport, 1910. S.-A. aus: Zeitschr. f. Gletscherkunde VI, 1911. Berlin 1911.
- RECK, H.: Ein Beitrag zur Kenntnis des ältesten Donaulaufes in Süddeutschland. Mit 3 Textfiguren. S.-A. aus: Zentralbl. Min., Jahrg. 1912, Nr. 4. Stuttgart 1912.
- RZEHA, A.: Das Alter der Brünner Eruptivmasse. S.-A. aus: Zeitschrift des mähr. Landesmuseums, XII, H. 1. Brünn 1912.
- Über die von Prof. E. WEINSCHENK als Tektite gedeuteten Glaskugeln. S.-A. aus: Zeitschrift des mähr. Landesmuseums, XII, H. 1. Brünn 1912.
- SCHMIDLE, W.: Beobachtungen über das Erdbeben vom 16. November 1911 in Konstanz. S.-A. aus: Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrhein. Geol. Vereins, N. F., II, H. 1. Karlsruhe 1912.
- Zur Geologie des Untersees. S.-A. aus: Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrhein. Geol. Vereins, N. F., II, H. 1. Karlsruhe 1912.
- SCHALLER, W.: Crystallized Variscite from Utah. S.-A. aus: Proceedings of the Un. St. Nat. Mus., Vol. 41. Washington 1912.
- SENSINI, P.: Recensione del Libro alla conquista del Poli Vagabondi di G. MIGNOZZI-BIANCHI. S.-A. aus: Opinione Geografica Anno VII. Prato 1912.
- STERZEL: Der „versteinerte Wald“ im Garten des König-Albert-Museums, und das ORTH-Denkmal in Chemnitz-Hilbersdorf. S.-A. aus: 18. Bericht der Naturwissensch. Gesellsch. zu Chemnitz. Chemnitz 1912.
- Über den *Hylopsaronius*. S.-A. aus: 18. Bericht der Naturwissensch. Gesellsch. zu Chemnitz. Chemnitz 1912.
- WUNSTORF, W., und G. FLIEGEL: Die Zechsteinsalze des niederrheinischen Tieflandes. S.-A. aus: Glückauf, Berg- u. Hüttenmännische Zeitschrift, Jahrg. 48, Nr. 3, 1912. Essen 1912.

5

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 5.

1912.

Protokoll der Sitzung vom 1. Mai 1912.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFTE.

Das Protokoll der vorigen Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr Dr. W. HUTH in Berlin SO. 16, Engelufer 1 (Gartenhaus rechts, 1 Treppe), vorgeschlagen von den Herren J. BÖHM, A. ZOBEL und W. GOTHAN.

Herr Markscheider K. OBERSTE-BRINK in Marten b. Dortmund, Zeche Germania I, vorgeschlagen von den Herren J. BÖHM, DIENST und W. GOTHAN.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangenen Werke der Versammlung vor.

Herr HENNIG spricht über „das Jura-Profil an der Deutsch-ostafrikanischen Zentralbahn“.

Die von Dar-es-Salam ins Zentrum der deutsch-ostafrikanischen Kolonie führende Bahnlinie bietet in ihrem ersten Teile einen 149 km langen Schürfgraben durch die dem altkrystallinen Massiv vorgelagerte Sedimentzone des weiteren Küstenlandes. Bis zum Ruvu hin werden fast ausschließlich junge Schichten angeschnitten, nur in den Pugu-Bergen ist der Bahnkörper (zwischen km 20 und 30) in tieferliegende Schichten eingeschnitten, die große petrographische Ähnlichkeit mit der Unterkreide des Lindi-Bezirks haben, aber durch Fossilfunde noch keine sichere Bestimmung haben erfahren können. Die Ruvu-Senke bedingt eine breite Lücke. Danach treten aber

etwa von der Station Msua (km 110) ab wiederum gleiche, an die Saurierschichten des Tendaguru äußerlich stark erinnernde Mergel auf (km 116,2!). Die Strecke von km 110 bis km 149 (Station Ngerengere an der Gneisgrenze) wurde zu Fuß abgesprochen und eingehendst aufgenommen. Abstecher zu beiden Seiten der Bahn sollten das dort, auch von früheren Reisenden, in Stichproben Beobachtete in jenes sichere Grundgerüst des Bahnprofils eingliedern und so zwischen bisher verstreuten und vereinzelt Fundplätzen eine sichere Verbindung in stratigraphischem Sinne ermöglichen. Der Aufbau des Schichtenkomplexes kann daraus mit einiger Gewißheit rekonstruiert werden.

Jene kreideverdächtigen Mergel werden in einiger Entfernung (km 119,2—3) unterlagert von einem an trefflich erhaltenen Fossilien, insbesondere vielen Schneckenarten reichen Kalkgestein, das seinerseits ein wenig höher liegt als der bisher höchste von DACQUÉ durch Fossilien im Alter gesicherte Horizont, der dem Callovien angehört und am Bahnprofil selbst bei km 119,5 ansteht. Darauf folgen in geringen Abständen eine „Gryphaeen“- (km 121,1) und eine Nerineen-Bank (km 121,7—8). Hierher etwa stammt das FRAASSche Lokalprofil¹⁾, und hier befindet sich auch die Kreuzungsstelle mit der BORNHARDT'schen Route. Aus der „Gryphaeenbank“ konnten an verschiedenen Fundstellen je eine rechte und eine linke Thoraxhälfte einer *Eryma*-Art gewonnen werden.

Je weiter man westwärts schreitet, desto tiefere Lagen werden erschlossen, da der schwache Einfallswinkel der Schichten die sanfte Steigung der Bahnlinie immerhin noch übertrifft. Bei der Station Kitugallo (km 138) wird an der absolut höchsten Stelle der Strecke der stratigraphisch tiefste unter den fossilführenden Horizonten angetroffen. Dann folgt ein schneller Abstieg zum Ngerengere-Flusse über die liegenden, z. T. groben braunen Sandsteine, welche keine Versteinerungen geliefert haben.

Petrographisch und der konkordanten Lage (vielfach Wechsellagerung) halber sind sie von dem gesamten Jura-Komplex nicht zu trennen, weshalb ihre Zurechnung zum Karoo (FRAAS) höchst unwahrscheinlich ist. Nach obenhin macht sich in der jurassischen Schichtenfolge eine zunehmende Verfeinerung des Korns und vielfach eine Ablösung mechanischer

¹⁾ Beobachtungen über den ostafrikanischen Jura. Zentralbl. f. Min. 1908, S. 645. (Seit FRAAS' Besuch ist eine beträchtliche Änderung in der Kilometrierung der Bahntrasse eingetreten!)

Sedimente durch chemische bemerkbar. Doch liegt, wie die Fauna zeigt, weder eine Vertiefung des Wassers vor, noch auch wachsende Entfernung von der Küste, für deren Vorschreiten gegen W nicht das geringste Anzeichen spricht. Vielmehr ist mit einer allmählich eintretenden Einebnung des zugehörigen Festlandes und daraus sich ergebendem Nachlassen der Materialzufuhr durch Erosion zu rechnen. Das Uluguru-Gebirge kann noch nicht bestanden haben, also seine Entstehung nicht der vor Ablagerung des Karoo anzusetzenden intensiven Faltung des Gneislandes verdanken.

Vor der Überschreitung des Ngerengere durch die Bahn dreht sich das Einfallen um nach W auf den Gneis zu. Wie ein nahe nördlich gelegenes Fossilvorkommen hart am Gneis beweist, handelt es sich hier um eine (schon von TORNQUIST, BORNHARDT und VON DEM BORNE vermutete) Verwerfung, die ungefähr der Richtung der alten jurassischen Küstenlinie folgt und der Streichrichtung nach im Norden durch die heutige Festlandsküste (Pemba-Kanal), im Süden durch die östliche mutmaßliche Randverwerfung von Uluguru ihre Fortsetzung findet, aber älter ist als beide, weil älter als die Einebnungsfläche, welche die „Mikindani-Schichten“ trägt.

Die geologisch-historische Entwicklung des Juragebiets und zugehörigen Nachbarlandes läßt sich in großen Zügen etwa folgendermaßen skizzieren:

1. Sehr alte Faltung des Gneismassivs.
2. Ablagerung des Karoo (Gebiet zwischen Uluguru und Rufidyi).
3. Erste Anlage der Bruchzone, Vordringen des Jura-meeres (Spätlias oder unterer Dogger) über den absinkenden Ostflügel.
4. Einebnung des zugehörigen Festlandes im Verlauf der Ablagerung der Jura-Sedimente.
5. Rückzug des Meeres (endgültig erst nach dem Cenoman, vgl. BORNHARDT).
6. Einbruch der Ngerengere-Scholle im Zuge der Bruchzone und somit der jurassischen Strandlinie.
7. Einebnung der trockengelegten Sedimentzone unter Abschneiden der Schichtköpfe und Ablagerung fluviatiler Gerölle („Mikindani-Schichten“).
8. Entstehung des Uluguru-Horstes unter abermaligem (drittem) Aufleben der Bruchzone¹⁾ (und Anlage des

¹⁾ Die hier postulierte alte, durch wiederholtes Aufleben gekennzeichnete Bruchzone grenzt innerhalb Deutsch-Ostafrikas das krystalline

Pemba-Kanals, vgl. BORNHARDT); geringere (relative) Hebung der Sediment-Plateaufläche.

9. Herausbildung des heutigen Zustandes durch die erfolgte Neubelebung der Erosion.

Eine genaue geologische Datierung dieser Vorgänge kann ohne vorangehende Parallelisierung mit den Befunden in sehr viel weiterem Beobachtungsfelde nicht gegeben werden. Ohnehin ist hier nur eine Arbeitshypothese für weitere Erforschung angestrebt. Die Monate März 1910 und April 1911, in denen je einige Tage auf die Beobachtungen und Aufsammlungen im Juragebiet des Dar-es-Salamer Hinterlandes verwandt werden konnten, fallen in die für geologisches Arbeiten weitaus ungünstigste, weil heißeste, regenreiche und vor allem durch üppiges Wachstum der Vegetation ausgezeichnete Jahreszeit. Nur die durch diese ungünstigen Bedingungen der Regenzeit erzwungene Pause in den Ausgrabungen am Tendaguru sollte durch Begehungen des Juragebietes nutzbar gemacht werden.

Die ausführliche Behandlung des Themas nebst Beschreibung der Fossil-Aufsammlungen bleibt der Veröffentlichung vorbehalten, die im Zusammenhange mit den übrigen Ergebnissen der Tendaguru-Expedition im „Archiv für Biontologie“ (herausgegeben von der Gesellschaft naturforschender Freunde zu Berlin) erfolgen soll.

Herr ZOBEL spricht über das sogenannte *Marsilidium* SCHENK.

In seiner „fossilen Flora der nordwestdeutschen Wealdenformation“ veröffentlichte SCHENK 1871 Abbildung und Beschreibung eines Pflanzenrestes, der nach ihm aus dem Wealden des Osterwaldes in Hannover stammte, der fossilen Pflanzengattung *Sagenopteris* nahe stehend schien, unter den rezenten Pflanzen aber mit der Gattung *Marsilia* viel Übereinstimmendes zeigen sollte und darum *Marsilidium* genannt wurde (a. a. O. T. V., Fig. 3, 3a). Seitdem ist dieses *Marsilidium* in allen Handbüchern der Palaeobotanik aufgeführt und besprochen worden. Wir finden es z. B. in SCHIMPERs Traité III, 1874, Taf. 107, Fig. 21, bei demselben Autor in ZITTELS Handbuch der Palaeontologie II, 1879, S. 155 u. 181. (Hier

Massiv vom vorgelagerten Sedimentärlande ab. Eine beachtenswerte Parallelität besteht zu den bekannten Gräben bzw. der „Bruchstufe“ UHLIGs, worauf schon TORNQUIST hinwies.

sagt er, daß das Exemplar an ein *Sphenophyllum* erinnere, aber zu einem Vergleich zu unvollständig sei.) POTONIE hat es in seinem „Lehrb. der Pflanzenpalaeont.“ zwar nicht, aber wohl in ENGLER-PRANTL., Nat. Pflanzenfam. I, 4. Abt., 1902, S. 518, wo er sagt, daß *Mars.* „ganz wie ein groß-sechsbältriger Wirtel eines *Sphenophyllum* aussieht“. ZEILLER erwähnt in seinen *Éléments de paléobotanique* nichts davon (Absicht?).

Seit einiger Zeit befaßte ich mich nun im Anschluß an meine *Sphenophyllum*-Bearbeitung auch mit anderen, mit den Hydropterideen in Beziehung gebrachten fossilen Pflanzen, und so kam ich auch außer auf *Sagenopteris* usw. auf *Marsilidium*. Die Betrachtung der Figur bei SCHENK ließ bei mir alsbald den dringenden Verdacht aufkommen, daß es sich gar nicht um ein Wealdenfossil, sondern um *Sphenophyllum Thoni* MAHR des Rotliegenden handle, mit dem die Figur vollständig übereinstimmt. Verdächtig ist besonders, daß niemals irgendwo wieder in diesen Schichten ein ähnlicher Rest gefunden worden ist. Ich erbat mir aus der Sammlung der Universität Göttingen, wo sich das SCHENKSche Original befindet, das Stück, das Herr SALFELD freundlichst herausuchte und übersandte, wofür ich ihm meinen besten Dank sage.

Die genaue Betrachtung des Originals führte zu dem Resultat, daß *Marsilidium* in der Tat mit einem *Sphenophyllum* übereinstimmt. Nach Form, Stellung und Zahl der Blätter, nach Beschaffenheit der Seitenränder und des Gipfels und insbesondere nach der Aderung stimmt *Marsilidium speciosum* SCHENK genau überein mit *Sphenophyllum Thoni* MAHR; es ist mit dieser Pflanze identisch, daher keine Wealdenpflanze, sondern eine Pflanze des Rotliegenden. Eine ungenaue oder falsche Angabe des Fundortes mag diese falsche Bestimmung veranlaßt haben.

Man kann SCHENK von Schuld an dieser überaus bedauerlichen *Marsilidium*-Angelegenheit nicht freisprechen, denn der Fundort „Osterwald“ (Geologischer Horizont ist nicht angegeben) ist mit einem Fragezeichen versehen, wovon SCHENK nichts erwähnt. Daß es sich gar nicht um ein Wealdenfossil handeln kann, geht auch aus der *Pecopteris* hervor, die sich noch auf dem Original befindet und der *Pecopteris Daubreei* ZEILLER (bzw. *vestita* LESQUER) angehört, einem ebenfalls typisch permocarbonischen Typus (nach freundlicher Bestimmung und Mitteilung von Herrn GOTHAN). Das Gestein ist ähnlich dem der Exemplare von Ilmenau (Thüringen), und Ilmenau ist (außer einem sächsischen Fundort, Hilbersdorf, wo das Ge-

stein aber nach Mitteilung von GOTHAN Porphyrtuff ist) überhaupt für Deutschland der einzige Fundort, wo die großblättrigen Formen gefunden sind. Bei Oppenau (Schwarzwald) kommt nach STERZEL nur die var. *minor* vor; und so mag das „*Marsilidium*“ auch von Ilmenau stammen. Wie die Fundortsverwechslung zustande gekommen ist, läßt sich natürlich nicht sagen.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren HUTH und GOTHAN.

Herr HUTH bemerkt, daß noch eine andere palaeozoische „Wealdenpflanze“ sich in den Wealdenfloren befindet (seit DUNKER, Monographie der norddeutschen Wealdenbildg. 1846), so auch in der obengenannten SCHENKSchen. Es ist dies *Alethopteris Huttoni* DUNKER sp. (*Neuropteris Huttoni* DUNKER), die sich als identisch mit *Mariopteris muricata* des Carbons herausgestellt hat; als Fundort wird die Porta Westfalica angegeben, wo sie wohl von einer Lokomotive der zahlreich dort passierenden Ruhrkohlenzüge hingeworfen sein mag (*Mariopteris*-Schiefer brennt ja schlecht).

Herr GOTHAN gibt noch einige weitere Blüten von Fundortsverwechslungen zum besten, die sich zahlreich in den älteren Sammlungen finden und besonders auch pflanzengeographische Studien außerordentlich erschweren. Er wies auch auf die Carbonflora des Tete-Beckens am Zambesi hin, die inmitten von *Glossopteris*-Gebiet rein europäischen Charakter trägt, und sprach die Hoffnung aus, daß auch hier nur eine falsche Fundortsangabe diesem floristischen Unikum zugrunde liegen möge.

Herr GOTHAN berichtet „Über eine wenig bekannte Fundamentaltatsache der Palaeobotanik.“ (Mit 1 Textfigur.)

Der Vortragende spricht über das zwar schon öfter erwähnte, aber immer noch wenig bekannte und daher z. B. in den Lehrbüchern der Geologie und Palaeontologie kaum gewürdigte zeitliche Verhältnis¹⁾ der großen Entwicklungsperioden des Tierreichs zu denen des Pflanzenreichs. Auf Grund der Tierreste hat man die Erdschichten in kaenozoische, meso-

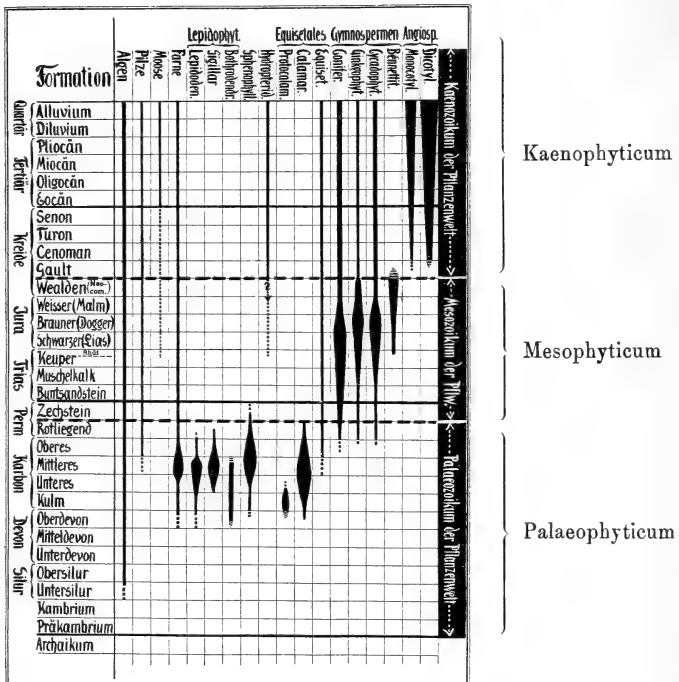
¹⁾ Vergl. z. B. die Tabelle in POTONIÉ, Lehrb. der Pflanzenpalaeontol. S. 8, ferner TUZSON, ENGLERS Bot. Jahrbuch. Bd. 43, H. 5, 1909. In meinem Büchlein: Entwicklung der Pflanzenwelt, 1909 u. a., findet sich ebenfalls eine entsprechende Darstellung.

zoische und palaeozoische eingeteilt, deren Umfang und Begrenzung allgemein bekannt ist. Versucht man auf Grund der Pflanzenreste eine solche Gliederung vorzunehmen, so gelingt dies sehr leicht. Als Kaenozoicum ist dann die Angiospermenperiode anzusehen, als Mesozoicum die Gymnospermenperiode, als Palaeozoicum die Pteridophytenperiode, insbesondere Flora vom Carbontypus (etwa vom Oberdevon an). Über ältere, besonders silurische Pflanzen (hier nur einige Algenreste) ist zu wenig bekannt.

Die Angiospermenperiode — oder das Kaenophyticum nach einem Vorschlag POTONIÉS (auch TUZSON hat diesen Namen) deckt sich nicht mit dem Kaenozoicum im gewöhnlichen Sinne, sondern reicht in den Gault hinunter; zwar sind Angiospermen aus dem heimischen Gault nicht bekannt, was aber bei der großen Pflanzenarmut dieser Schichten bei uns nichts besagen will, aber man kennt sie aus den oberen Schichten der Potomacformation (Patapscoformation), die man jetzt dem Gault parallelisiert (BERRY, in Maryland Geolog. Survey 1911, S. 172 u. vorher) und auch anderswoher aus ähnlichen Schichten findet man sie angegeben. Auf jeden Fall aber ist die Cenomanflora überall eine typische Angiospermenflora und steht in schärfstem Gegensatz zu der Neocom-Wealdenflora, die rein — wenn man so sagen darf — jurassisch ist, d. h. dem Mesophyticum zuzurechnen ist und noch keine Spur von Angiospermen enthält. Demgemäß beginnt das Kaenophyticum weit früher als das Kaenozoicum im gewöhnlichen Sinne, nämlich in den Schichten des Gault-Cenoman.

Die Gymnospermenperiode, deren obere Grenze wir eben schon als in der Wealden-Neocomformation liegend angegeben hatten, zeigt ähnliche Linienführung. Auch sie beginnt weit früher als das Meso„zoicum“, nämlich bereits mit dem Zechstein. Die meist aus dem Kupferschiefer stammende Zechsteinflora zeigt durch das Vorwalten der Gymnospermen gegenüber den Pteridophyten in eindeutigster Weise die Charaktere des Mesophyticums, der Gymnospermenperiode; dasselbe tut sie auch in negativer Hinsicht durch das vollständige Fehlen der im Rotliegenden noch mehr oder minder häufigen bis zahlreichen Carbontypen, wie Lepidophyten, Calamiten, der zahllosen Farntypen (nur der kleine zu *Callipteris* gebrachte Farnrest *Callipteris Martinsi* erinnert noch an Rotliegendflora), Sphenophyllen usw., von denen letztere in den Glossopterisgebieten vielleicht noch etwas länger persistiert haben als bei uns. Auch hier also eine Verschiebung des Mesophyticums nach unten gegen das Meso„zoicum“.

Worin dieses auffällige Verhältnis seinen Grund hat, scheint auf den ersten Blick schwer zuzugestehen; zu verkennen ist aber auf keinen Fall, daß die jeweils nächst höhere Pflanzengruppe früher zur Herrschaft gelangt als neue Tiergruppen wie die Säugetiere, die erst im Tertiär auftreten. Wie sich das im speziellen für einzelne Tiergruppen verhält, wäre wohl wert, von einem Palaeozoologen im Hinblick auf die Verhältnisse des Pflanzenreichs erwogen und dargestellt zu werden. Als plausibel erscheint zur Erklärung der Gedanken, daß sich in dieser Inkongruenz der Entwicklungsperioden die Erfüllung einer theoretischen Forderung ausspricht, nämlich der Forderung,



Graphische Darstellung der zeitlichen Differenzen der großen Entwicklungsperioden der Pflanzen- und Tierwelt. Die dicken Horizontalstriche kennzeichnen die Grenzen der gewöhnlichen großen Perioden (Palaeozoicum, Mesozoicum); die gebrochenen dicken Horizontalstriche die Grenzen des Palaeo-, Mesophyticums usw. Auf dem Original sind die Flächen des Meso-Kaenophyticums usw. mit Farbe angelegt, die Photographie hat aber keine Kontraste ergeben, daher wurden die gebrochenen Linien eingezeichnet.

daß das Pflanzenreich älter als das Tierreich ist; das letztere ist heute in seiner Existenz durchaus auf das Pflanzenreich angewiesen, und wir haben wohl keinen Grund zur Annahme, daß es je anders gewesen sei. Demgemäß wäre die Annahme begründet, daß das Pflanzenreich vor dem Tierreich existiert habe¹⁾, und der jeweilige Vorsprung in der Entwicklung so verständlich. Man drückt es besser und klarer umgekehrt aus: Die fundamentalen Veränderungen im Pflanzenkleid der Erde brachten allmählich auch solche der Tierwelt hervor (wie sollen z. B. die Säugetiere ohne Angiospermen existieren?) und demgemäß folgt erst eine ganze Weile nach dem Einzug der neuen Pflanzenwelt die neue Tierwelt.

Die nebenstehende graphische Darstellung bringt das obige in übersichtlicher Weise zur Darstellung; sie ist nach einer Vorlesungstafel, die ich für das Palaeotol. Institut der Kgl. Bergakademie in Berlin habe machen lassen, gefertigt. Die Tabelle berücksichtigt die wichtigsten fossilen Pflanzengruppen. Auf ein näheres Eingehen auf das Problem verzichte ich hier.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

HENNIG. WAHNSCHAFTE. BÄRTLING.

¹⁾ Daß sich in älteren als Silurschichten keine Pflanzen, sondern nur Tierreste finden, beweist selbstverständlich nichts dafür, daß nicht schon Pflanzen existiert haben. Diese können Algen hinfalliger Natur gewesen sein, von denen man natürlich fossile Reste nicht in diesen Schichten erwarten darf.

Briefliche Mitteilungen.

13. Zur Umrißform der Insel Celebes.

Von Herrn E. C. ABENDANON.

(Mit einer Textfigur.)

* Haag, den 16. Oktober 1911.

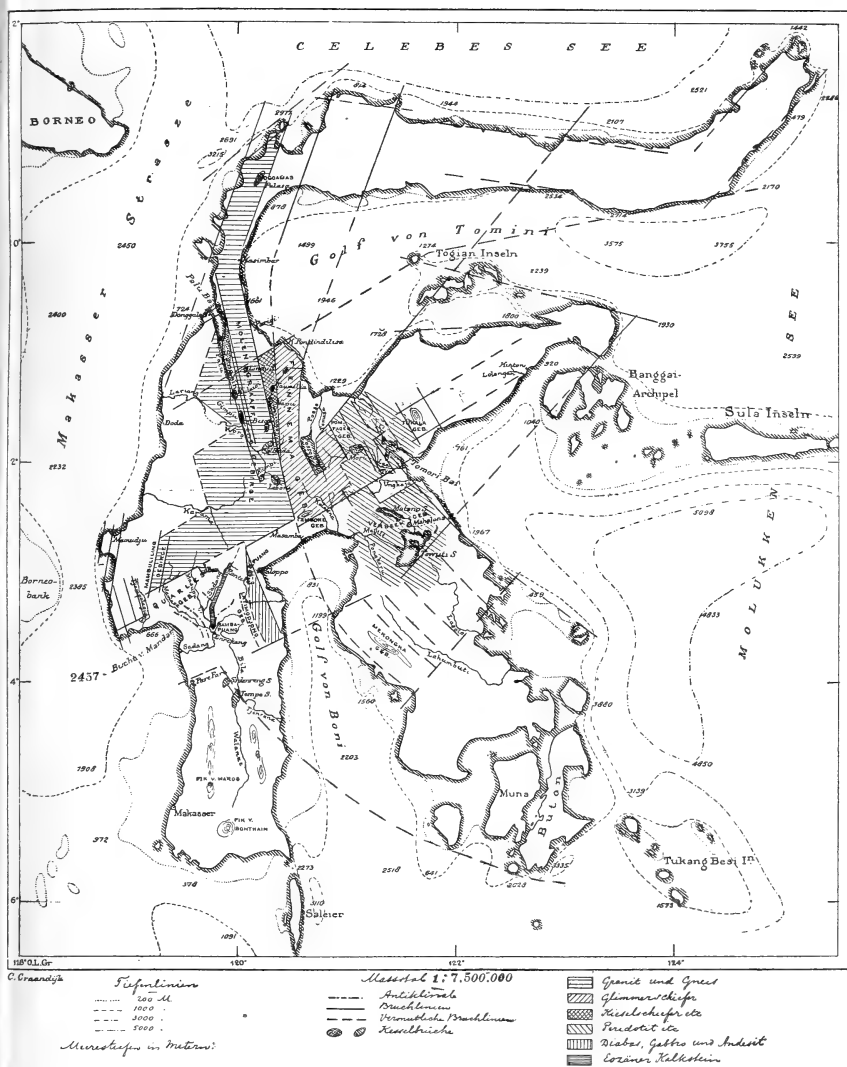
Veranlaßt durch die Mitteilungen der Herren AHLBURG und VON STAFF über die Entstehung der Umrißform von Celebes¹⁾, möchte ich als Dritter meine Beobachtungen über diesen Gegenstand darlegen. Ich habe Zentral-Celebes in den Jahren 1909 und 1910²⁾ bereist und glaube demnach zu dieser Streitfrage besonders geeignete Beiträge liefern zu können.

Herr VON STAFF faßte seinen Standpunkt folgendermaßen zusammen (S. 186): „Von derartigen schlangenartigen Kettengebirgen ist in Wirklichkeit nirgends eine Spur zu entdecken. Auch fehlen Anzeichen einer jungen, also tertiären Faltung generell auf der Insel ganz: die heutige Gestalt verdankt sie, und darauf sollten meine Ausführungen in der Hauptsache hinzielen, lediglich gewaltigen Abbrüchen, die in WO.-Richtung einerseits, in NS.-Richtung andererseits verlaufend, in ihrer Gesamtwirkung die eigenartige heutige Gestalt der Insel bedingen.“

Herr AHLBURG vertritt dagegen die Meinung (S. 403): „Und eben die Existenz der jungen Falten, nicht aber, ob daneben Staffelbrüche vorhanden sind, bildet den Kernpunkt der Streitfrage in den angegriffenen Sätzen meines Vortrages; das möchte ich hier nochmals mit aller Entschiedenheit betonen. Ich habe die Existenz dieser jungen Falten für Celebes bestritten und an ihre Stelle jenen in meinem Vortrage eingehend behandelten alten krystallinen Gebirgsrost mit konstantem SO—NW-Streichen gesetzt.“

¹⁾ Diese Zeitschr. 1910, Monatsber. S. 191 und 1911 Monatsber. S. 180 und 399.

²⁾ PETERMANN'S Mitteilungen 1911, I. Heft 5, S. 234.



Tektonische Übersichtskarte von Celebes.

Meine eigenen Wahrnehmungen in Celebes sind nun folgende: Der größte Teil von Zentral-Celebes wird von Erstarrungsgesteinen, krystallinen Schiefen und Eruptivgesteinen aufgebaut. Sedimente bilden die Minderzahl, sie enthalten, abgesehen von wenigen Ausnahmen, keine Versteinerungen.

Wir können in Zentral-Celebes die folgenden tektonischen Einheiten unterscheiden:

1. Das Granitgebiet im SW¹⁾.

Es wurde von mir nur bei Bau und im Distrikt Mamasa betreten, der eine Depression im grobkörnigen Granit und Granitit dargestellt. Ich vermute, daß das Mambulilingebirge mit Gipfeln bis beinahe 3000 m daraus besteht. Im O und W und auch im N und S wird dieses Gebirge durch Brüche abgeschnitten; seine Längsrichtung erstreckt sich von NNO—SSW.

Ich vermute, daß dieses Granit und Gneis-Gebiet nach NO mit dem näher zu erwähnenden Kerngebirge von Zentral-Celebes zusammenhängt. Im SO wird es durch das aus Porphyrit bestehende Karua-Gebirge, im W durch Andesit begrenzt.

2. Das Molengraaffgebirge.

Von dem „Halse“ von Celebes bis in der Nähe von Paloppo dehnt sich ein ca. 2000 m hohes Gebirge aus, das sowohl im O wie auch im W durch Bruchlinien begrenzt wird. Die östliche läuft über eine Entfernung von ca. 250 km in einer Richtung von ca. N 13° W.

Das Molengraaffgebirge besteht aus Granitit, Gneis, Diorit, Gabbro, Amphibolit und Kieselschiefer. Die Reihenfolge dieser Gesteine scheint im allgemeinen in meridionalen Zonen von O nach W angeordnet zu sein. Im westlichen Teil kommen viele Durchbrüche von Andesiten vor, während ich im Gerölle auch Tuffe gefunden habe.

Ein Teil der westlichen Begrenzung konnte bei der Reise am Lariangflusse entlang festgestellt werden, sie verläuft ungefähr in einer Richtung N 45° W. Der weitere Verlauf der westlichen Grenzlinie ist hypothetisch.

Der 2023 m hohe Berg Puang westlich von Paloppo ist der letzte isolierte südliche Horst des Granitkerngebirges von Zentral-Celebes.

3. Das Fennema-Gebirge.

Dies ist das krystalline Schiefergebirge von Zentral-Celebes, das von Kap Pondindilisa im N bis an das Tamboke-

¹⁾ H. BÜCKING. Beiträge zur Geologie von Celebes. S. 37. Granitgerölle aus dem Kali Maluno an der Mandarküste.

gebirge im S, und vom O des Distriktes Bada bis östlich des Possosees verläuft. Es ist im W über mehr als 100 km Länge 2000 m hoch; nach Osten wird es, abgesehen von den Grabensenkungen, allmählich niedriger. Die Gesteine, aus denen es sich aufbaut, sind: Chlorit- und Glimmer-Schiefer und weißer Glimmer-Quarzit, mit Linsen von krystallinischem Kalkstein. Granit fehlt ganz, ebenso vulkanische Gesteine.

Zwischen dem Distrikt Leboni und dem Possosee traf ich die krystallinen Schiefer in der Lawarraschlucht in senkrechter Lage bei OW-Streichen an. Nordöstlich des Possosees war das Streichen N 20° O. Im übrigen sind die Schiefer stark und sehr unregelmäßig gefaltet; ich muß jedoch ausdrücklich betonen, daß ich in dem ganzen krystallinen Gebirge von Zentral-Celebes kein konstantes NW—SO-Streichen habe wahrnehmen können.

Zwischen beiden Bergländern liegt im S, von Masamba bis Leboni, eine Zone von schönem Granit mit großen holokrystallinischen Feldspath-Krystallen.

Sie bildet östlich von der Lebonidepression den unmittelbaren Kontakt mit dem Glimmerschiefergebirge, worin sie granathaltige Kontaktgesteine hat entstehen lassen. Beiläufig sei bemerkt, daß ich um die Linsen von krystallinischem Kalkstein herum, dem NO-Ufer des Possosees entlang, keinen Granatglimmerschiefer bemerkt habe, wie Herr AHLBURG das von dem Moutongebirge in N-Celebes mitteilt (S. 197). Dieser Granit wurde von mir nördlich von Bada an der Westseite des Molengraaffgebirges bis an den „Hals“ von Celebes wiedergefunden. Ich nehme daher an, daß dieser typische Granit auch als Verbindungsglied zwischen den unter 1 und 2 genannten Gebirgen vorhanden ist.

Das Molengraaff- und das Fennema-Gebirge betrachte ich als alte Peneplains, die, nachdem sie vermutlich einen mesozoischen Meeresboden gebildet hatten, schon vor dem Tertiär über den Meeresspiegel aufzusteigen begannen. Ihre eigentliche Erhebung bis 2000 m über Meer ist jedoch ein spätertertiäres Ereignis. Von Sedimenten, welche sich eventuell auf diese Peneplains abgesetzt haben, ist bis heute nichts bekannt geworden¹⁾. An der Nord-, wie auch an der Süd-Seite des Takolekadju-Gebirges hat sich eine blaugraue körnig-

¹⁾ Eine Ausnahme bildet der von den SARASINS gefundene grauviolette, körnig-krystallinische Kalkstein, der das Takolekadju-Gebirge deckt.

krystallinischem Kalkstein-Formation angelagert. Wir fassen dieses Gebirge also nicht wie Herrn SARASIN als eine Antiklinale auf.

4. Zwischen beiden Bergketten liegt eine Depression, die nach Süden hin auskeilt und nach dem Norden breiter zu werden scheint. Meine Reiseroute ging an der Stelle darüber hinweg, wo sie durch das 1280 m hohe Rarawana-Gebirge eingenommen wird. Dies besteht aus Quarzit, Kieselschiefer, Sandstein und Tonschiefer. Auch westlich von Bada wurde diese Serie dem Lariangfluß entlang wieder aufgefunden. Ich glaube, daß sie mit der bisher noch völlig unbekannten Gesteinsserie AHLBURGS in der Gegend von Palasa (S. 199) übereinstimmt.

Es ist ohne Zweifel sehr interessant, daß die drei Zonen, welche ich in Zentral-Celebes antraf, auch von Herrn AHLBURG in N-Celebes beobachtet wurden. Er spricht nach einander vom O nach W des aus krystallinischem Schiefer bestehenden Moutongrenzgebirges (S. 47); im Innern der Tominibucht von einer Gesteinsserie von dunklem Tonschiefer mit Kalkeinlagerungen, rotem Tonschiefer, Grauwacken, Quarziten, Kieselschiefer, dazwischen mächtige Diabaslager mit echten Diabastuffen, (S. 99), worin er eine SO—NW gerichtete Faltungsrichtung festgestellt hat; und endlich südlich von Kasimbar und bei Parigi (S. 199 und 200) von dem Granitit- und Gneisgebirge des „Halses“ von Celebes.

So komme ich zu den Bruchlinien, die auf der Skizze angegeben sind und meines Erachtens also von Zentral- nach Nord-Celebes fortlaufen. Man sieht, wie die Umbiegung der Bruchlinien von N 13° W bis N 19° O die Form des „Halses“ von Celebes bestimmen. Mehrere Bruchlinien von geringerer Bedeutung in einer Richtung NO sind wahrscheinlich, an denen entlang die verschiedenen Horste in verschiedenen Niveaus abgesunken sind. So ist es meines Erachtens zu erklären, daß der Ogoamasgipfel 3000 m hoch ist, während bei Kasimbar das Gebirge nur 400 m hoch ist und ferner nach Süden wieder eine grössere Höhe erreicht. Eine Bruchlinie von dieser NO-Richtung muß jedenfalls der NW-Seite des „Halses“ von Celebes entlang angenommen werden, wenn man die benachbarte Meerestiefe in Betracht zieht. Noch weiter nach Süden hin finden wir gleichgerichtete Bruchlinien in Zentral- und vielleicht auch in SO-Celebes wieder. Über beinahe die ganze Länge des Molengraaff-Gebirges tritt eine Reihenfolge von Depressionen auf: Palu-Bai, Palu-Ebene, Kulawi-, Gimpu- und Koro-Bassins und die

Rampi- und Leboni-Einsenkungen. Diese Zone habe ich nach den Herrn SARASIN benannt. Die beiden Teile des Molengraaff-Gebirges östlich und westlich der SARASINzone sind nicht vollkommen gleich. Vor allem spielen Gabbro und schöner violetter Gneis in dem westlichen Horst eine große Rolle.

Zum ersten Male sehen wir nun in den Bruchlinien, nämlich in denjenigen, welche die SARASINzone beherrschen, im südlichen Teil eine Umbiegung von N 13° W im N ungefähr bis NW im Süden.

In beiden Horsten des Molengraaff-Gebirges treten Einsenkungen auf; von den östlichen können der Lindusee, die Ebenen von Besoa und Bada und das Lebonibassin genannt werden. Diejenigen des westlichen Horstes sind noch wenig bekannt; sie treten u. a. auf im Ober-Karama-gebiet.

Auch in dem Keil zwischen dem Molengraaff- und Fennema-Gebirge, der an und für sich schon eine Depression ist, treten Einsenkungen auf, wovon die Ebenen von Napu und Tawaëlia die bedeutendsten sind.

Östlich vom Fennema-Gebirge liegt die Possodepression, die im O durch das Pompageogebirge begrenzt wird, das nach Funden von KOPERBERG am Oberlauf des Tomasafflusses aus Peridotit und Gabbro zu bestehen scheint. In dieser Depression, welche außer durch Reste von Radiolarien-Hornstein und darüber von festem grauen Schiefertone, zum größten Teil mit neogenem jungem Kalkstein überdeckt ist, tritt die Einsenkung des Possosees auf. Bemerkenswert ist hier die Umbiegung der westlichen Bruchlinie der Possodepression vom N 30° W westlich des Possosees bis fast N weiter im Norden. Wir finden die Bruchlinie dann an der N-Seite des Golfs von Tomini wieder, wo sie von AHLBURG in der Richtung N 19° O angegeben wird.

Hiermit ist das Gebiet des Granit- und krystallinen Schiefers in kurzen Zügen besprochen, und wir können zu dem 5. Verbeek-Gebirge übergehen.

Dieses besteht in der Umgebung der großen Matano- und Towutiseen vom Meeresspiegel bis reichlich 1000 m Höhe beinahe ausschließlich aus Peridotit; örtlich kommen Serpentin, Harzburgit und Dunit vor. Es ist bisweilen mit einer unbedeutenden Decke von bandartig gefalteten Schichten von rotem Schiefertone, abwechselnd mit Kalkstein bedeckt. Nicht näher bestimmbar Globigerinen scheinen, nach VERBEEK, auf ein miocänes Alter zu weisen.

Mehr nach NO nehmen, vor allem im östlichen Arm¹⁾ von Celebes, Gabbro, Diorit und Diabas Teil an der Zusammensetzung der Peridotitgebirges. Am Oberlauf des Tomasafusses fand KOPERBERG granathaltige Kontaktgesteine, welche darauf hinweisen könnten, daß die basischen Erstarrungsgesteine — wenigstens teilweise — jünger sind als die Glimmerschiefer des Fennema-Gebirges. VERBEEK hält den Peridotit im östlichen Archipel größtenteils für präpermisch.

In diesem Gebirge treten viele Einbrüche auf, z. B. im Verbeek-Gebirge, die Seen von Matano, Towuti, Mahalona usw. und nördlich davon viele andere; die bedeutendsten davon sind der Distrikt Mori (ehemals ein See), die Tiudepression und die Tomoribai. Im O wird das Verbeek-Gebirge durch eine Bruchlinie in NW-Richtung abgeschnitten, die auch die Küstenlinie der südöstlichen Halbinsel von Celebes bestimmt. Das Tukulagebirge betrachte ich als einen reichlich 2600 m hoch aufgetriebenen Horst, der durch Bruchlinien in Richtungen von NW und NO begrenzt wird; nordöstlich gerichtete Bruchlinien wurden durch WANNER mehr nach O zu in der östlichen Halbinsel gefunden.

Die steile NW-Küste dieser Halbinsel deutet unzweifelhaft auf eine Bruchlinie hin, die in der Richtung S 39° W verlängert das Pompageogebirge abschneidet, während auf der Verlängerung nach N 39° O sich die Vulkane der Togian-Insel erheben. Bruchlinien mit derselben Richtung treten noch mehrfach im vulkanischen NO-Zipfel von Celebes auf.

Hypothetisch sind einige Bruchlinien in den Richtungen N 39° O und W 14° N angegeben, die sich im nordöstlichen Teil der nördlichen und der östlichen Halbinsel zu wiederholen scheinen.

Auffällig ist die Umbiegung der Bruchlinien von ca. NS in Zentral- bis NW—SO in SO-Celebes. Hiermit in Übereinstimmung ist eine Reihenfolge von Depressionen, welche mir darum so besonders interessant erscheint, weil sie durch alle tektonischen Gebilde durchläuft; ich meine hintereinander folgend die Palu-Bai, den Lindu-See, die Napu-Ebene, den Posso-, Matano-See, den Teil des Towuti-Sees, nördlich der großen Insel Loéha und zwei unterseeische Einsenkungsbassins noch weiter nach SO.

Die Bruchlinien im südlicheren Teil der südöstlichen

¹⁾ J. WANNER. Beiträge zur Geologie des Ostarms der Insel Celebes. Neues Jahrb. f. Min. Beilagebd. XXIX, S. 739.

Halbinsel stehen noch nicht ganz fest. Das Mekongka-Gebirge gehört jedoch zweifelsohne zu den hohen Horsten von Celebes, und ich betrachte es als eine südöstliche Verlängerung des aus Glimmerschiefer und weißem Quarzit aufgebauten Fennemagebirges. Es wurde noch nicht untersucht, doch sind mir solche Gesteine von diesem Gebirge zugeschickt worden. Die Herren SARASIN¹⁾ fanden auf ihrer Reise von Mekongka nach Kendari die Glimmerschiefer, und ELBERT²⁾ ebenfalls in der SW-Ecke von SO-Celebes.

Von dem Bergland westlich vom Granitgebirge ist eine ausreichende Kenntnis noch nicht erzielt.

Im Anschluß hieran möchte ich folgendes noch besonders hervorheben:

Dem Lariangfluß entlang fand ich in der obenerwähnten Linie von NW-Richtung, anschließend an das Kerngebirge, eine Formation von festem grauen Schiefertone und Tonschiefer, deren Streichen von W 20° N bis N 20° W wechselte, aber meistens NW gerichtet war, und die sehr steil nach SW einfielen. Über Alter und Verbreitung dieses Schiefertons ist noch nicht viel bekannt. Westlich von dem hohen Gebirge, im W der Palu-Ebene, fehlt er zwar auch nicht, Fossilien wurden aber nicht darin gefunden.

Weiter stromabwärts am Lariang konnte ich wahrnehmen, daß der Fluß sich nicht geradeswegs durch ein vulkanisches Gebirge eingeschnitten hat; die Flußufer bestanden aus Konglomerat und Sandsteinschichten, welche bis 10° nach NO und SW aufgerichtet waren. Wegen des schnellen Lauf und der sehr steilen Uferwände war es mir, unter den ungünstigen Verhältnissen, welche ich auf dem Lariang traf, nicht möglich, Proben von diesen Gesteinen zu sammeln. Es sind jedoch vermutlich post-eocäne Sedimente, alte Küstkonglomerate, die in der letzten Tertiärzeit gehoben und gefaltet sind.

7. Neogene gefaltete Ablagerungen scheinen auf der W-Küste von Celebes u. a. bei Doda, wo nach Petroleum gesucht worden ist, eine gewisse Rolle zu spielen. Mit Sicherheit sind sie durch WICHMANN³⁾ und VERBEEK⁴⁾ in S-Celebes und durch WANNER⁵⁾ im Ostarm von Celebes, hauptsächlich an dem Kintom- und Lolongonflusse nachgewiesen. Die Bemerkung von Herrn

¹⁾ P. und F. SARASIN, Reisen in Celebes, Bd. I, S. 343.

²⁾ J. ELBERT, Die Sunda-Expedition, Bd. I, S. 260.

³⁾ WICHMANN: Tydschrift K. N. Aardryksk. Genootschap, VII. S. 907 u. f.

⁴⁾ VERBEEK: Molukken-Verslag, S. 48 und 49.

⁵⁾ a. a. O., S. 767.

VON STAFF über das Fehlen der jungen tertiären Falten von Celebes ist also nicht zutreffend.

8. Im übrigen treten der W-Küste von Celebes entlang ausgedehnte Zonen vulkanischer Gesteine auf, die sich möglicherweise von Donggala bis zu dem Golf von Mandar aneinander reihen. Bei Donggala wurden Propylit und Andesite gefunden; bei Mamudju kommen verschiedenartige Leucitgesteine vor; noch südlicher erhebt sich das Gebiet von geschichteten und gefalteten Andesittuffen. Mit Ausnahme von einigen Bruchlinien, welche ich der Mandarküste¹⁾ entlang konstatieren konnte, ist es nicht bekannt, durch welche Bruchlinien die W-Küste von Celebes beherrscht wird. Am wahrscheinlichsten sind solche in den Richtungen N 9° O und N 20° W, wie sie in Mandar selber vorkommen.

9. Die erwähnten Tuffe führen uns nach dem ausgedehnten Tuffgebirge, das hauptsächlich den Mamasa- und Sadangflüssen entlang durchkreuzt wurde. Ich habe es nach dem Ex-Gouverneur von Celebes das Quarlesgebirge genannt. Die Andesittuffe sind bis zu einer Mächtigkeit von reichlich 2 km aufgeschichtet, und zu mächtigen und breiten Antiklinalen und Synklinalen gefaltet, in denen der Sadang südlich von Rante Pao bis zur Enrekang einen großartigen öfters mehr als 1000 m tiefen Canyon von 50 km Länge eingeschnitten hat.

10. Westlich von Rante Pao ist das Quarlesgebirge steil abgeschnitten; auf dem eingesenkten östlichen Teil dehnt sich bis Enrekang eine Eocänkalksteindecke aus, die in dem schon durch die SARASINS bekannten Bambapuang bei Enrekang seinen höchsten südlichen Gipfel hat. Dieser ca. 70 km lange und nicht mehr als 5 km breite Streifen wird im W und O durch Bruchlinien begrenzt, welche N 10° O gerichtet sind. Die Faltung und die Abbrüche des Tuffgebirges sollen nach dem Eocän entstanden sein, so daß die vulkanische Tätigkeit im südwestlichen Teil von Zentral-Celebes zum großen Teil prätertiär sein muß. Die Falten des Quarlesgebirges sind von W 20° N bis N 20° W gerichtet, während in NW, in dem Distrikt Mandar und im Süden eine Umbiegung bis fast zur NS-Richtung stattfindet.

11. Östlich von dem Eocänkalksteingebirge dehnt sich bis zum Latimodjonggebirge eine mächtige Formation von violett-rotem Tonschiefer aus, in die öfters Sandsteinschichten mit schräger Schichtung eingeschaltet sind. Fossilien wurden nicht

¹⁾ E. C. ABENDANON: Tydschrift Kon. Ned. Aardryksk. Genootschap, 1911, S. 203.

gefunden, wir haben es hier jedoch zweifelsohne mit mesozoischen oder ältern Sedimenten zu tun. Diese Formation ist abgesehen von vielen Abweichungen auch gefaltet in einer Richtung $W 35^{\circ} N$, welche nach dem SW bis NS umzubiegen scheint.

12. Alsdann folgt nach dem O zu, das ungefähr NW—SO streichende Latimodjonggebirge, dessen höchster Gipfel 3427 m hoch ist.

An den Stellen, wo ich über den 3325 m hohen südlichen Gipfel dieses Gebirges zog, stellte sich heraus, daß dieser aus einer einzigen Antiklinale gebildet wird, deren Kern aus einem dynamometamorphen Gestein bestand, das noch näher untersucht werden muß. Darauf folgen blaue, seidenartig glänzende Schiefertone, welche zu der indischen alten Schieferformation gerechnet werden dürften. Sie sind von dem Kamm des Gebirges schon ganz weggespült. Bis zu einem noch niedrigeren topographischen Niveau ist die vorgenannte violettrote Tonschieferformation weggewaschen, so daß diese Latimodjongantiklinale schon bedeutend von der Erosion verändert ist; jetzt beträgt die Kammbreite öfters weniger als ein Meter.

Die Strukturlinien von Süd-Celebes sind noch wenig bekannt.

13. Östlich vom Latimodjonggebirge liegt ein $N 25^{\circ} W$ gerichtetes Küstengebirge vor, das aus älterem Diabas und Gabbro und neogenem Andesit besteht.

Hiermit können wir die Aufzählung der verschiedenen tektonischen Einheiten beendigen. Naturgemäß konnte die petrographische Zusammensetzung nur in den Hauptzügen mitgeteilt werden. Zu bedauern ist die Armut von Zentral-Celebes an Fossilien. Auf die ganze geologische Geschichte von Celebes mit ihren Einzelheiten kann ich jedoch nicht umgehen, da es mir in diesem kleinen Aufsatz in erster Linie auf eine Beschreibung der Tektonik von Celebes in großen Zügen, ankam.

Die ältesten Faltungsgebirge von Central-Celebes: das Molengraaff- und Fennemagebirge sind zu vermutlich mesozoischen Peneplains abgeschliffen. Dieses Massiv leistete Widerstand gegen die posteoocänen Faltungen (übereinstimmend mit der allgemeinen Alpen-Faltung), durch welche das Quarles- und Latimodjong-Faltungsgebirge entstand.

Ganz Celebes war damals ungefähr 1200 Meter niedriger und dürfte überhaupt eine ganz andere Form gehabt haben.

Den Küsten dieses Celebes entlang und u. a. auf der Peridotit-Decke des jetzigen Verbeek-Gebirges lagerten sich die miocänen

Sedimente ab. Diese wurden von geringeren Faltungen getroffen, die man deutlich ausgesprochen findet in W-, O- und S-Celebes.

Bis dahin liegt Celebes im Stauungsgebiet.

Im jüngsten Tertiäre offenbaren sich jedoch die Zerrungserscheinungen, die VON RICHTHOFEN der O-Küste von Asien entlang nachgewiesen hat.

Das Gebiet¹⁾ zwischen den Kontinentalplateaus von Asien im WNW und Australien-N-Guinea in OSO ist ein ausgesprochenes Bruchgebiet, wo hohe Land-Aufstauchungen, tiefe See- und Grabenbrüche mit einander abwechseln. Diese tektonischen Vorgänge dauern fort bis zur Gegenwart. Auch Celebes wurde zu seiner jetzigen Höhe aufgehoben und infolgedessen von vielen Brüchen durchspalten.

Da diese Bewegungen große Niveauunterschiede hervorgerufen haben, wird die ganze Struktur der Insel heutzutage beherrscht durch eine große Anzahl Bruchlinien und Bruchzonen oder Staffelbrüche und Kesseleinbrüche, die aus diesem Lande ein Gitterwerk von sehr hohen Landschollen neben sehr tiefen Bruchfeldern (Grabensenkungen), die noch oder nicht mehr mit Meeres- oder Seewasser überdeckt sind, entstehen ließen. Dieses Bruchsystem ist ein hauptsächlich jungtertiäres und quartäres. In soweit besteht meines Erachtens Übereinstimmung in der Tektonik zwischen Celebes und Halmahera²⁾.

Fassen wir das, was wir über die Bruchlinien von Celebes wissen, zusammen, so können wir dort mehrere Systeme von unter einander parallelen Linien unterscheiden:

1. Die Brüche in den Richtungen von N 39° O und W 14° N, welche den nordöstlichen Teil des nördlichen Armes beherrschen. Sie wiederholen sich der östlichen Halbinsel entlang. An einem der Schnittpunkte liegen die vulkanischen Togian-Inseln.

2. Im westlichen Teil des nördlichen Armes kommen Bruchlinien in den Richtungen von N 19° O und W 14° N vor. Die erstgenannten bestimmen gleichzeitig die Längsrichtung des nördlichen Teiles „vom Halse“ von Celebes. Man findet sie weit im Süden noch einmal wieder dem Eocänen-Kalksteingebirge entlang von Rante Pao nach Enrekang.

3. Der südliche Teil des „Halses“ wird begrenzt durch Bruchlinien in der Richtung von N 13° W, die bis weit in Zentral-Celebes hinein fortlaufen.

¹⁾ E. C. ABENDANON: a. a. O. 1908, S. 511—512.

²⁾ Ebenda 1910, S. 1149.

4. Diese Bruchlinien und die folgenden, mehr nach dem Osten gelegenen, biegen nach dem Süden bis zur SO-Richtung um. Im westlichen Teil der östlichen und im nördlichen Teil der südöstlichen Halbinsel treten hauptsächlich Brüche mit den Richtungen von NW—SO und $O 30^{\circ} N$ auf. Diese Bruchrichtungen wiederholen sich über einen großen Teil von Zentral-Celebes. Die letztgenannte Bruchrichtung wiederholt sich augenscheinlich noch den nordwestlichsten Küstenteilen von Celebes entlang.

5. Die Mandarküste und der südwestliche Auswuchs von Celebes unterscheiden sich durch Bruchlinien in den Richtungen $N 9^{\circ} O$ (ähnlich wie im nördlichen Teil des „Halses“) und $N 20^{\circ} W$ (ungefähr wie im südlichen Teil des „Halses“). Die letzten Bruchlinien scheinen weiter im Süden gleichfalls nach SO umzubiegen.

Hervorheben möchte ich, daß die Bruchlinien in Zentral-Celebes bogenförmig sind; die konvexe Seite ist nach dem Westen gekehrt. Besonders der westliche Bruchrand der Possodepression zeigt diese Umbiegung deutlich im Gelände. Die krystallinen Schiefer des Fennemagebirges sind in SO-Celebes zu verfolgen.

Merkwürdig ist der Gegensatz dieser Bogenform zu denen Ost-Asien entlang, die auch noch in den Philippinen und nördlich von Borneo und Celebes ihre konvexe Seite nach dem Osten gekehrt haben. Unsere Schlußfolgerung ist, daß die jetzige Gestalt von Celebes hauptsächlich durch einige Systeme von post- (vielleicht auch noch jung-) tertiären Bruchlinien beherrscht wird, die zusammenwirkend in einem Gebiet, aufgebaut aus verschiedenartigen älteren tektonischen Gebilden, die phantastische Form dieser Insel haben entstehen lassen.

Wieviele Fragen bleiben nun noch zur Beantwortung übrig! Man sieht: so einfach, wie die Herren AHLBURG und VON STAFF es darstellen, ist die Tektonik von Zentral-Celebes nicht. Und es kommt mir vor, daß auch die Herren SARASIN dieselbe nicht vollkommen verstanden haben. Demnach erscheint mir auch jeder Prioritätsstreit noch unfruchtbar zu sein. Auch ich werde nicht das letzte Wort gesprochen haben, obwohl ich für mich davon überzeugt bin, daß, wenn auch das von mir entworfene Bild der jungen Bruchstruktur von Zentral-Celebes in manchem Detail Ergänzung und vielleicht Änderung bedürfen wird, ihre Grundlinien aber jetzt feststehen.

14. Über gegenwärtige tektonische Bewegungen in der Insel Hiddensöe (Rügen).

Von Herrn O. JAEKEL.

(Mit 10 Textfiguren.)

Greifswald, den 20. 4. 1912.

Die Insel Hiddensöe bildet den nordwestlichen Abschluß des Rügener Inselkomplexes und besteht aus einem nördlichen diluvialen Inselkern, dem sogenannten Dornbusch, und zwei Inselschwänzen, die diesem im Osten und Westen mit südlicher Richtung angehängt sind. Der kleinere, östliche ist der Bessin, dessen proximaler Teil, der Alt-Bessin, ständig über Wasser liegt, während sein südlich weitausgebreitetes Ende, die sogenannte Bessinsche Schaar, nur bei Niedrigwasser zutage tritt. Der westliche, wesentlich größere Inselschwanz, der sich etwa 16 Kilometer weit nach Süden erstreckt, ist aus mehreren niedrigen Inselkernen zusammengewachsen, die von Nord nach Süd das Gebiet von Vitte, dem Hauptort der ganzen Insel, das von Neuendorf-Plogshagen und den Gellen umfaßt. An letzteren schließt sich wie an den Alt-Bessin eine flache große Sandbank, der Gellerhaken, der auch nur bei Niedrigwasser freiliegt. Beide Inselschwänze sind ganz übereinstimmend aus alluvialen Sanden aufgebaut, mit Dünenketten und -hügeln versehen.

Die geologische Struktur des diluvialen Inselkernes ist von JOH. ELBERT¹⁾ zum Gegenstand eingehender Untersuchungen gemacht worden. Dieselben waren veranlaßt worden durch Risse, die der große Leuchtturm von Hiddensöe erhalten hatte, so daß nun dessen Standfestigkeit geologisch näher untersucht werden sollte. Zahlreiche Bohrungen, die zu diesem Zweck vorgenommen wurden, ermöglichten ELBERT, ein verhältnismäßig detailliertes Bild des Aufbaues der Diluvialschichten zu entwerfen.

Die offenbar sehr intensive Einwirkung des Meeres auf die Steilufer des Dornbusches ließen die Bedeutung dieser randlichen Uferabbrüche in erster Linie hervortreten. ELBERT stellte außerdem fest, daß die Zerstörungen am Nordufer durch

¹⁾ JOH. ELBERT: Die Landverluste an den Küsten Rügens und Hiddensöes . . . X. Jahresber. d. Geogr. Ges. Greifswald.

ausfließende Quellen befördert wurden, und nahm an, daß die Bodenbewegungen zwischen dem Leuchtturm und dem Tieten-
ufer durch eine schräge Neigung diluvialer Mergelschichten
veranlaßt sein könnten.

Die allgemeine Morphologie der Insel, die Veränderungen
am Nordufer und der Aufbau der beiden Inselchwänze sind in
einer Dissertation eines meiner Schüler, M. HALTENBERGER¹⁾,
eingehend dargestellt worden. Auch in einer anderen zunächst

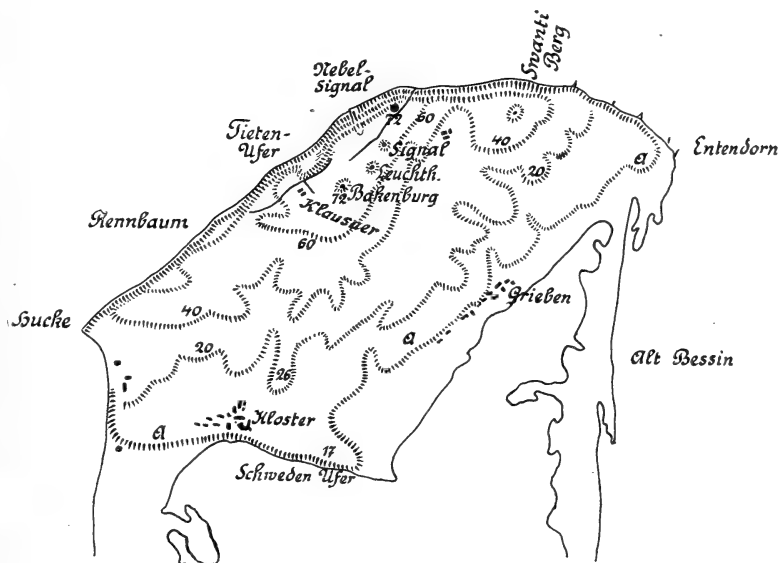


Fig. 1.

Der Inselkern von Hiddensee, links mit dem Ansatz des Gellen,
rechts dem des Alt-Bessin.

von mir angeregten, später aber nicht weiter kontrollierten
Schrift von SCHMIDT²⁾, die der Verf. dann anderweitig zur
Veröffentlichung brachte, sind auch die Brüche am Nordwest-
ufer allerdings kaum über meine dieser Arbeit zugrunde
liegenden Beobachtungen hinaus berührt worden. Tektonische
Bewegungen als Ursachen dieser Brüche anzunehmen, lag wie
zunächst mir selbst auch den genannten Autoren fern.

¹⁾ M. HALTENBERGER: Über Art und Umfang des Landverlustes
und Landzuwachses auf Hiddensee bei Rügen. Greifswald (Disserta-
tion) 1911.

²⁾ E. W. SCHMIDT: Landverlust und Landgewinn auf Hiddensee
bei Rügen. N. Jahrb. Min. usw., XXIX. Beil.-Bd., 1910.

Die bisherige geologische Auffassung der Insel kann ich hiernach kurz dahin zusammenfassen, daß die diluvialen Schichten des Dornbusches wesentlich durch glazialen Druck und Schub gestört seien, und daß das dem Dornbusch vom Meer abgenommene Material durch einfache Anschwemmung die beiden Inselfchwänze gebildet habe.

In einer Arbeit über diluviale Bruchsysteme in Norddeutschland¹⁾ hatte ich, von den Brüchen in der Rügener Kreide ausgehend, auf die weite Verbreitung großer Dislokationen am Schluß der zweiten diluvialen Vereisung hin-

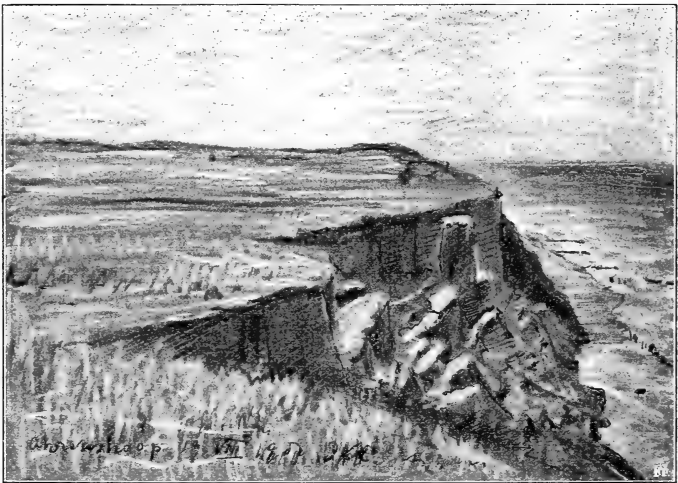


Fig. 2.

Typus normaler Uferabbrüche durch Unterspülung des Ufers
bei Ahrenshop am Dars.

gewiesen und möchte darauf auch in erster Linie die starken Störungen und äußerst komplizierten Lagerungsverhältnisse der älteren diluvialen Schichten des Dornbusches zurückführen. Dieser ganze Inselkern aber wurde zu einem Horst, der sich nicht vor dem Ende der zweiten Eiszeit gehoben haben kann, und an dem dann der Eisdruck des dritten Inlandeises Druckwirkungen auf der Stoßseite ausüben konnte.

¹⁾ O. JAEKEL: Über ein diluviales Bruchsystem in Norddeutschland. Diese Zeitschr. 1910, Monatsber., Nr. 11, S. 605.

Neuere Begehungen der Insel haben es mir nun immer wahrscheinlicher gemacht, daß der Inselkern, vielleicht auch ihre Inselschwänze noch gegenwärtig in starker Hebung begriffen ist, und daß die Bruchsysteme am Nordwestufer des Dornbusches, die noch in den letzten Jahren erhebliche Vertikalbewegungen zeigten, und auf Schritt und Tritt tief in das Land hinein verarbeitete Bruchlinien aufweisen, der unmittelbare Ausdruck dieser tektonischen Vertikalbewegungen sind.



Fig. 3.

Normale Uferabbrüche am Dornbusch von Hiddensöe.

Um diese tektonischen Störungen von den randlichen Uferabbrüchen klarer unterscheiden zu können, wollen wir zunächst diese letzteren etwas näher ins Auge fassen. Das Nordufer des Dornbusches zeigt sie uns so typisch, als man nur wünschen kann. Die Zerstörung geht hier von der Brandung aus und ist in ihrer Ausdehnung zumeist bestimmt durch den Festigkeitsgrad und Gleichartigkeit des Gesteins. Daraus ergibt sich bei unseren Diluvialschichten, in denen Geschiebemergel und Sand natürlich sehr verschiedene Festigkeitswerte haben, als Durchschnittswert etwa ein Bö-

schungswinkel von 40° . Diese Böschung reicht ziemlich gerade bis zur Oberkante des Inselkernes hinauf, und je tiefer sich unten die Hohlkehle einschneidet, um so weiter greift im allgemeinen oben der Absturz in das Ufer ein. Bei einigermaßen gleichartigen Verhältnissen werden dabei parabolische Stücke aus der Oberkante abgetrennt, und von dieser Ablösung werden in erster Linie die vorstehenden Winkel der oberen Uferkante betroffen.

Lokal beeinflußt und bisweilen intensiv gefördert wird dieses Zerstörungswerk durch Quellen, die auf schräg nach

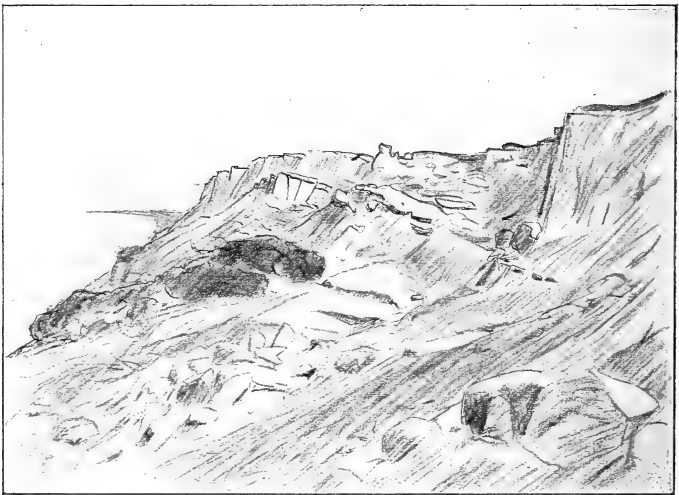


Fig. 4.

Das randliche, durch Quellen bewegte Absturzgebiet am Nordufer des Dornbusches von Hiddensöe vom Nordfuße des Swantiberges nach Osten gesehen.

außen abfallenden Ton oder Mergelschichten diese Oberfläche schlüpfrig und zu Gleitflächen für die darauf gelagerten Sedimente machen. Das ist z. B. in Fig. 4 der Fall.

Die Brüche im nordöstlichen Teile des Dornbusches bieten ein wesentlich anderes Bild. Sie reichen weit in das Innere des Inselkernes hinein, sind z. T. von dem eigentlichen Steilufer durch Höhenzüge getrennt, verlaufen mehrere Hunderte von Metern, durchschneiden dabei Täler und Bergrücken und laufen z. T. quer in Winkeln bis

80° gegen das Steilufer. Die durch sie gebildeten Niveauverschiebungen sind durchaus nicht immer gegen das Ufer abfallend, sondern öfters dem Inselkern zugewandt. Die Brüche reichen weit klaffend tief in den Boden hinab; in einem Bohrloch, 200 m vom Ufer entfernt, wurde ein solcher Spalt in 30 m Tiefe dadurch nachgewiesen, daß ein Bohrer spurlos in ihm versank. Diese Verhältnisse möchte ich zunächst näher erläutern und dann auf andere Belege für die Hebung des Landes eingehen.

1. Im Herbst 1907 riß vor dem Leuchtturm an dem Signalmast eine Erdspalte auf, die nordöstlich den Uferrand erst hinter dem Kanonenschuppen der Nebelsignal-Station erreichte und andererseits südwestlich in den neuen Anpflanzungen am Waldrande des Bakenberges unmerklich auslief. Diese Spalte war zwischen diesen im Südwesten, wie gesagt, nicht genau fixierbaren Endpunkten zirka 800 m lang. Sie klaffte verschieden weit, meist 1—2 Handbreit und setzte fast senkrecht weit in die Tiefe fort. Daß die Spalte die Folge einer Erdbewegung war, wurde dadurch erwiesen, daß ihre nordwestliche Seite im mittleren Teil unter dem Signalmast gegen die südöstliche einen Niveauunterschied von zirka 30 cm aufwies. Eine so lange Spaltenbildung war, seitdem die Insel nach dem Bau des Leuchtturms näher beobachtet worden war, niemals vorgekommen, und sie erregte bei den wenigen Bewohnern des Dornbusches große Bestürzung, weil man glaubte, nun auf eine sehr schnelle Zerstörung der Insel rechnen zu müssen, und weil im besonderen der große, etwa 25 m hohe Leuchtturm durch diesen Bruch unmittelbar gefährdet erschien. Die Königliche Regierung in Stralsund ließ z. T. auf meine Veranlassung eine sehr genaue Nivellierung des betroffenen Gebietes vornehmen und trigonometrisch fixierte Pfahlreihen zu beiden Seiten des Bruches anlegen, um weitere Bewegungen an der Spalte genau feststellen zu können.

Die Niveauverschiebung an der Spalte erschien naturgemäß als Absenkung des schmäleren Flügels nach dem Ufer zu, aber diese Partie war immerhin nach der Oberkante des Ufers gemessen stellenweise 150 m breit und von der unteren Kante des Steilufers etwa 225 m entfernt. Würde es sich hier um eine in Bewegung geratene Uferpartie gehandelt haben, so wäre anzunehmen gewesen, daß sich ihre Bewegung wie überall sonst bald fortsetzte. Das war aber hier nicht der Fall. Genaue Nachprüfungen, die die Stralsunder Regierung noch in diesem Frühjahr wieder vornehmen ließ, haben keine nachträgliche Abwärtsbewegung dieser Riesenscholle erwiesen.

Ihr nordwestlicher Flügel erscheint aber schon deshalb nicht als absinkende Uferscholle, weil er nicht eine orographisch geschlossene Masse bildet, sondern Hügel und Täler umfaßt.

Der Leuchtturm, der etwa 200 m landeinwärts von dem Bruch auf einem einzelnen Hügel steht, hatte, wie gesagt, Sprünge erhalten, die sein äußeres Mauerwerk vom Boden bis zur Höhe aufrissen. Nun ist allerdings von der Bauverwaltung geltend gemacht worden, daß die Sprünge in dem äußeren Ziegelmantel des Bauwerks erfolgten und durch Spannungen zwischen diesem und der inneren Mauer veranlaßt sein könnten. Aber einerseits sind doch unsere Regierungsbauten in der Regel so solide gebaut, daß solche Spannungen nicht ohne besondere Veranlassung entstehen, und überdies glaube ich, mich bestimmt zu entsinnen, daß damals die Wärter im Leuchtturm über den durch die Risse entstandenen Luftzug im Innern des Turmes klagten. Danach müßten also die Spalten das ganze Mauerwerk durchsetzt haben, und es wird die Wahrscheinlichkeit kaum von der Hand zu weisen sein, daß Bodenbewegungen in dem Untergrund des Leuchturms Veranlassung zu diesen Sprüngen gegeben haben. Das würde aber als positives Moment dafür sprechen, daß der südöstliche Flügel landeinwärts von der Spalte in Bewegung geraten war. Diese Spalte ist jetzt fast ganz vernarbt, man sieht aber noch deutlich den Niveauunterschied an ihr und kann sich von ihrer Existenz durch Einstoßen eines Stockes überzeugen.

2. Das Bruchsystem südwestlich des Bakenberges. Während des Winters 1907/08 also im zeitlichen Anschluß an die oben geschilderte Spaltenbildung erfolgten viele Bruchbildungen in dem Walde und der Schonung westlich und südwestlich des Restaurants zum Einsiedler (jetzt zum Klausner). Es sollen hier bisweilen über Nacht an Spalten Niveauunterschiede bis zu einem halben Meter entstanden sein. Dieses Gebiet liegt südwestlich von dem oben besprochenen und umfaßt ein Areal von ca. 500 m Länge und 160 m Breite. Es erscheint auch räumlich als Fortsetzung des zuerst besprochenen Bruchgebietes und ist wie dieses auch seit dem Winter 1907/08 zur Ruhe gekommen. Da hier kein Leuchtturm oder andere wichtige Objekte gefährdet waren, so sind die Erscheinungen amtlicherseits nicht kontrolliert worden, sie liegen aber ganz klar und sind auch jetzt noch in allen Teilen deutlich zu übersehen.

Der Hauptbruch, der zuletzt also im Winter 1907/08 entstand, begrenzt dieses Bruchgebiet nach Südosten und ist von der Swantewit-Schlucht unterhalb des „Klausners“ bis in die Gegend des Rennbaum ohne Unterbrechung mit stets erheb-

lichem Abbruch des westlichen Flügels zu verfolgen. In der Karte Fig. 6 ist diese Spalte mit K, im Text mit Klausnerbruch bezeichnet. Er bildet die unmittelbare Fortsetzung des Steilrandes über der Swantewit-Schlucht, deren Oberkante direkt in seine südöstliche Bruchkante übergeht. Am oberen Ende der Swantewitschlucht, bei x setzt er mit drei treppenförmigen Stufen ein. Die oberste derselben gehört der eigentlichen Bruchfläche an. Da wo dieser Bruch vor dem „Klausner“ in den Wald eintritt, begleiten den Hauptbruch zunächst zwei Treppenstufen, dann sinken beide tiefer ein, besonders die am



Fig. 5.

Der Klausnerbruch (K) von Südwesten aus gesehen, links davon der Wechselbruch (WB) und der Zwischenbruch (ZB).

Bruch gelegene, und nun begleitet ihn fast in seinem ganzen Verlaufe ein Einbruchsgraben, der etwa 10—15 Schritt breit ist. Der Hauptbruch macht wiederholte Biegungen, so daß sich ein- und ausspringende Winkel bilden. 2 Fahrwege und ein Fußweg, die diesen Bruch kreuzen, aber selten benutzt werden, machen heute noch den Absturz mit. Die Niveaudifferenz beträgt hier auf der Hauptstrecke des Abbruches etwa 2—3 m. Weiter südwestlich bei y wird der Abbruch niedriger, er macht eine Biegung nach Westen und verläuft unter stetiger Abnahme der Höhendifferenz bis zur Steilkante des Ufers bei z. Die Länge dieser ununterbrochenen Spalte von x bis z beträgt ca. 350 m, mit Einschluß des Steilabsturzes über der Swantewitschlucht ca. 500 m.

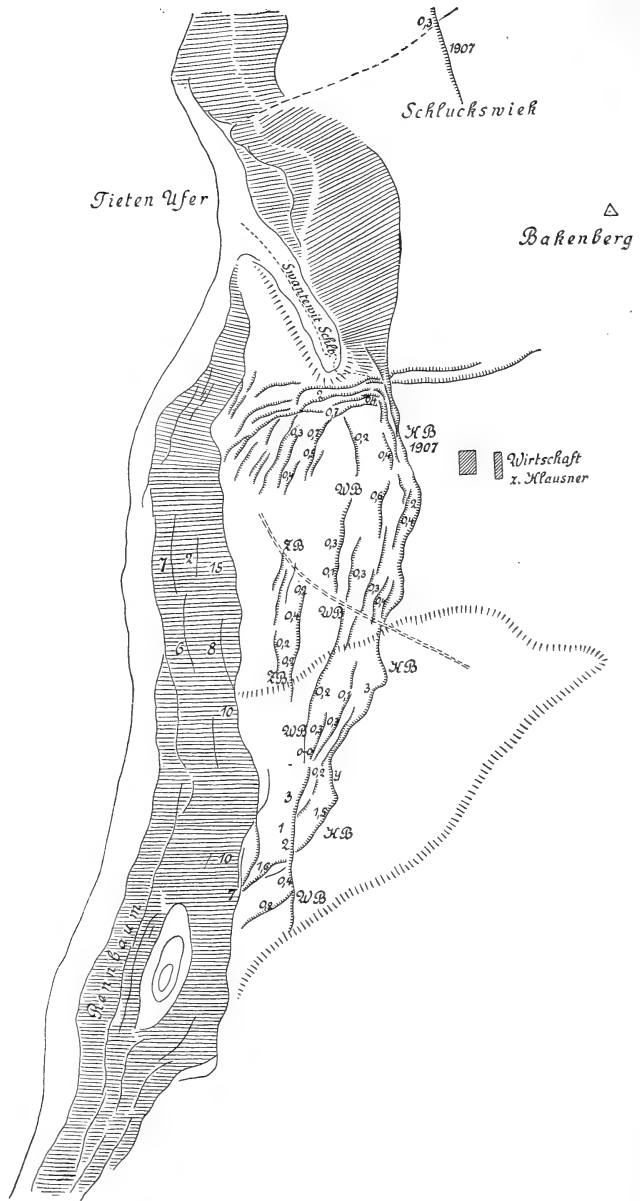


Fig. 6.

Das Bruchsystem südwestlich vom „Klausner“,
rechts der Klausnerbruch (KB), links davon der Wechselbruch (WB)
und der Zwischenbruch (ZB). Das Steilufer ist schraffiert.

3. Der Wechselbruch (WB) setzt südlich von dem Klausnerbruch ein, kreuzt ihn nach etwa 20 m und verläuft ziemlich gradlinig dem Hauptverlaufe des Klausnerbruches parallel. In seinem südlichen Drittel senkt sich sein westlicher Flügel, dann klappt er eine Strecke weit ohne Vertikalverschiebungen (bei 00), dann senkt sich sein östlicher Flügel um 0,2—3 m. In seinem nordöstlichen Ende wird er dann begleitet von einem westlichen Parallelbruch, der eine Absenkung des westlichen Geländes um 0,1—0,3 m bewirkt.

4. Ein größerer und mehrere kleinere Parallelbrüche setzen weiter südwestlich ein und bilden zusammen noch einen kleinen Grabenbruch, bei dem der Hauptabfall mit 0,4 m wie an dem Klausnerbruch am Ostrande des Grabens liegt. Ich möchte ihn als Zwischenbruch bezeichnen (ZB).

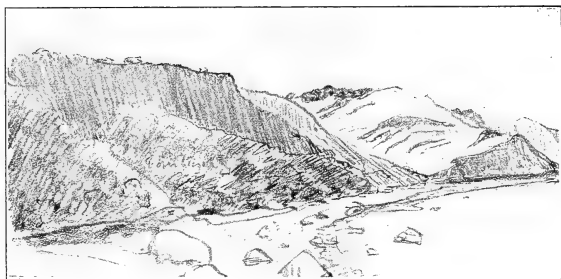


Fig. 7.

Das Bruchgebiet an der Swantewitschlucht vom Meere aus gezeichnet.

Der ältere Grabenbruch am Rennbaum. Während die sonstigen Abbrüche außerhalb der oberen Uferkante so unter der Einwirkung des Uferabsturzes stehen, daß sie hier zweckmäßig außer acht gelassen werden, zeigt das Gebiet zwischen dem als Rennbaum bezeichneten Hügel und der Oberkante des Steilufers ein so typisches Bild eines Grabenbruches, daß ich es hier nicht unerwähnt lassen wollte. Südlich des Rennbaums setzen mehrere starke Abbrüche vom Uferrand landeinwärts ein und verursachen dort scharfe Abstürze von 5, bis 8 und 12 m. Hierdurch wird das Terrain südlich des Rennbaums vertieft, und dieser von der hohen Uferkante abgeschnitten. Diese rückt landeinwärts und verläuft dann nach Nordosten zu ziemlich gradlinig bis zu der Aussichtsbank am Südrande der Swantewit-Schlucht bei p. Dieser Verlauf der Uferkante wird bedingt durch einen großen Abbruch, der

10–15 m hohe Steilränder schafft, bevor weiter abwärts ihm parallele Staffelbrüche einsetzen. Im südlichen Teil ist dieser Abbruch nun als typischer Grabenbruch entwickelt, dessen Boden etwa 12 m unter der hohen Uferkante und etwa 8 m unter der Höhe des Rennbaums liegt und ganz übersichtlich verläuft. Seine Breite beträgt hier am Rennbaum ca. 25 m. Nördlich vom Rennbaum senkt sich dieser äußere Höhenzug mehr und mehr, so daß dem Graben sein westlicher Flügel versinkt, und sein Boden in einen Staffelbruch übergeht. Bei den Zahlen 7, 2, 15 an der Mitte dieser hohen Uferkante habe ich folgendes Profil konstruiert.

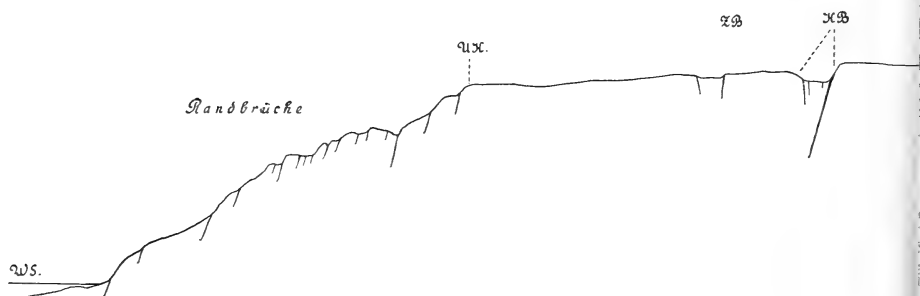


Fig. 8.

Höhenprofil vom Ufer (links) bis zum Klausnerbruch (KB) und Wechselbruch, ZB Zwischenbruch, UK oberer Uferrand, links davon das Nordende des Rennbaumgrabens, WS Wasserspiegel.

Der Bakenquerbruch.

Am nördlichen Ende des Klausnerbruches, da, wo er aus dem Wald heraustritt und in den Steilabsturz über der Swantewit-Schlucht übergeht, zeigt sich ein sehr auffallender Bruch, der mit nordwestlichem Verlauf in zwei Staffeln aus einer Einsattelung des Waldes am Bakenberge heraustritt und dann den Südrand der Swantewit-Schlucht bildend in eine Reihe von Treppenbrüchen und mehreren Parallelbrüchen zerlegt wird.

Am Südwestfuß des Bakenberges, wo er einen geschlossenen Verlauf hat, besteht er offenbar aus einer ziemlich weit klaffenden Spalte, die von oben her durch Nachsacken einer nördlichen Randscholle geschlossen ist (Fig. 9).

Hier schneidet dieser Bruch fast rechtwinklig den Klausnerbruch und damit auch die Hauptrichtung des Nordostufers des Dornbusches. Nach Westen löst sich der Querbruch dann in

mehrere Staffelbrüche auf, die zunächst seine östliche Richtung beibehalten, dann aber gleichmäßig nach Südwesten umbiegen und sich so der Richtung der Uferkante anschmiegen. Diese Zersplitterung und Auflösung des Querbruches in die Uferkante ist sehr bemerkenswert, aber nicht vereinzelt, denn wir werden sehen, daß ähnliche Verhältnisse auch anderwärts an älteren parallelen Querbrüchen vorzuliegen scheinen. Das Bemerkenswerte an dem Querbruch ist aber der Verlauf seines



Fig. 9.

Profil des Bakenquerbruches nördlich vom „Klausner“.

geschlossenen Hauptabschnittes senkrecht gegen das Ufer, denn es geht, wie mir scheint, hieraus unwiderleglich hervor, daß diese Brüche vom Ufersteilrand unabhängig sind und also selbständigen tektonischen Vorgängen ihre Entstehung verdanken.

Ältere Quersenkten.

Im Süden des Rennbaumgebietes sahen wir schon von der Uferkante aus einige parallele Staffelbrüche landeinwärts umbiegen, wo sie dann nordwärts von dem Ostrande des Rennbaumgrabens geschnitten wurden. In ihre Verlängerung fällt landeinwärts der Nordabfall eines Höhenzuges, der sich etwa 8 m über das oben besprochene Senkungsfeld am Klausnerbruche erhebt. Obwohl hier keine Spalten und unmittelbare Spuren tektonischer Abbrüche mehr sichtbar sind, scheint mir der nördliche Steilabfall dieses Höhenzuges doch auf einem ähnlichen Querbruch wie der Bakenbruch zu beruhen.

Die gleichen Verhältnisse wiederholen sich nördlich der Swantewitschlucht, also wieder parallel zu dem Bakenquerbruch und noch einmal weiter nördlich vor dem Kanonenberge. In beiden Fällen liegen Quertäler vor, die sich eine längere Strecke weit landeinwärts ziehen, und sich nach dem Ufer zu allmählich vertiefen, so daß sie hier in eine Art Schlucht auslaufen, um dann aber plötzlich in halber Höhe des Steilufers zu enden. Das spricht scheinbar für Wasserläufe und eine spätere Hebung des Landes um den Betrag, den das untere

Ende des Tales den heutigen Meeresspiegel überragt. Aber die Täler sehen nicht wie Erosionsrinnen aus; es fehlt ihnen die mittlere Übertiefung, und es ist nicht einzusehen, woher sie ihr Wasser bezogen haben sollten, da ihnen jedes Hinterland zur Ansammlung fehlt. Dazu kommen eigentümliche Modifikationen der Neigungsflächen, die teils wie Staffelsenken aussehen, teils sogar vorragende kleine Horste innerhalb des unteren Teiles der Einsattelung bilden. Derartige Erscheinungen wären mit einer Erosion nicht wohl vereinbar; sie scheinen mir aber genügend erklärt, wenn wir Querbrüche annehmen, die am Steilufer durch jüngere Längsbrüche abgeschnitten wurden.

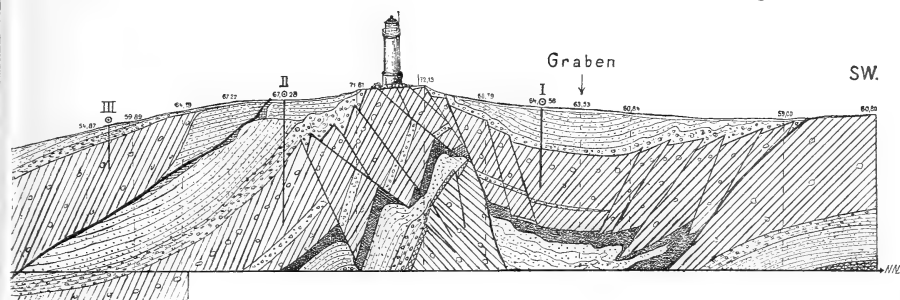
Die Deutung dieser Bruchsysteme.

Es liegt auf der Hand, in einem Ufergebiete, in dem das Meer so unverkennbare Zerstörungen ausübt, und tatsächlich große Abbrüche stattfinden, bei allen Brüchen in der Nähe des Ufers zunächst an einfache Gleitbewegungen — Translokationen, wie ich sie nenne — zu denken. Aber wir sahen an den Erscheinungen am Nordufer der Insel, daß diese Uferabstürze immer nur verhältnismäßig kleine Uferpartien in Bewegung setzen, und daß diese Abbrüche parabolische Streifen aus den vorragenden Uferteilen herausausschneiden. Es wäre auch sehr wohl verständlich, daß hier und da eine größere Bergmasse auf einmal in Bewegung geriete, wenn ihr Schwerpunkt zu weit nach außen gerückt wäre, und sie selbst in sich genügenden Zusammenhalt hätte.

Hier aber durchschneiden Brüche auf Hunderte von Metern Hügel und Täler, und die nach dem Ufer zu liegenden Massen rutschen nicht im ganzen ab, sondern vielfach entstehen an tiefgehenden Spalten nur Grabeneinbrüche. Ganz unvereinbar sind aber mit der Annahme einfacher Uferabstürze die Querbrüche, die wir in einem Falle ganz klar sahen, in anderen Fällen mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit aus den Niveauverhältnissen konstruieren konnten.

Nun hatte ELBERT angenommen, daß es sich bei den Dislokationen am Bakenberge um Gleitbewegungen auf schräg geneigten Schichtflächen von Geschiebemergel handele. Aber wo haben wir hier Schichtflächen, die auf mehr als 20—30 m Erstreckung den gleichen Verlauf haben? Hier im Diluvium sind, wie ELBERT selbst nachwies (vgl. Fig. 10), alle Schichten derartig kompliziert gelagert, daß wir darauf unmöglich innere Abrutschflächen von mehreren hundert Metern Ausdehnung basieren können.

Es bleibt also meines Erachtens nur die eine Möglichkeit, daß jene Brüche tektonischer Natur sind; daß sie auf tiefer greifenden Bewegungen in der Erdkruste beruhen. Nachdem wir solche Bewegungen in ausgedehntem Maße aus jungdiluvialer Zeit, also vor der Schwelle der Gegenwart, gerade in Rügen kennen lernten¹⁾, kann uns ihre Existenz in der Gegenwart nicht mehr überraschen; um so weniger als wir wissen, daß langsamere bruchlose Hebungen und Senkungen



Erklärung der Zeichen nach CH. ELBERT.

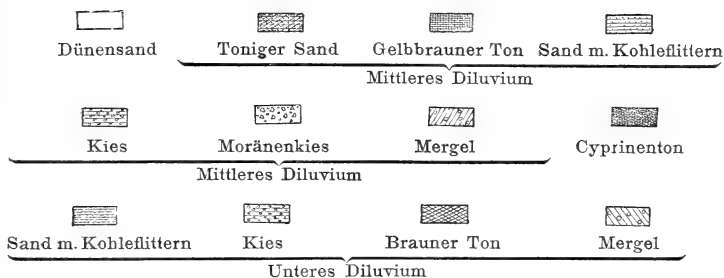


Fig. 10.

Schematisches Profil der diluvialen Schichtenfolge am Leuchtturm von Hiddensee (nach ELBERT).

jetzt unabweisbar anzunehmen sind, und auch gerade im Gebiet unserer Ostsee recht erhebliche Beträge erreichen²⁾. Das Novum liegt hier nur darin, daß diese Bewegungen unter Brüchen und ohne nennenswerte Erschütterungen erfolgt sind. Daß Erschütterungen des Bodens erfolgten, ist mir mehrfach

¹⁾ O. JAEKEL: Über ein diluviales Bruchsystem in Norddeutschland.

²⁾ Vgl. unter anderem HENR. MUNTHE: Studier öfver Gottlands Senkvartära Historia. Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C. a. Afhandl. Nr. 4. Stockholm 1910.

berichtet worden; wo aber der Wellenschlag bei Winterstürmen schon fortwährende Erschütterungen des Bodens bewirkt, werden solche Stöße natürlich weniger fühlbar sein. Dazu kommt, daß das beregte Gebiet im Winter unbewohnt war. Weiter ist zu beachten, daß unter den mächtigen Diluvialschichten aus Sanden, Kiesen und sandigen Mergeln mehrere hundert Meter weiche Kreideschichten Erdstöße so mildern dürften, daß an der Erdoberfläche nicht mehr viel davon zu merken ist. Der Hauptgrund für den ruhigen Verlauf dieser Dislokationen erblicke ich aber in dem

Verhalten der Brüche zum Uferrand.

Wenn auch der Uferabfall an sich nicht jene Störungen erzeugt haben dürfte, so wird er vermutlich ihre Wirkungen sehr erheblich verstärkt haben in dem Sinne, daß unter Umständen tektonische Niveauverschiebungen von wenigen Zentimetern große Massen in der Nähe des Uferrandes ins Rutschen brachten und so die tektonische Wirkung verstärkten.

Daß die tektonischen Brüche größtenteils dem Uferrande parallel verlaufen, ist nicht erstaunlich, sondern eigentlich selbstverständlich, denn das Ufer bezeichnet eben selbst aller Wahrscheinlichkeit nach eine tektonische Linie. Unsere neuen rezenten Brüche sind also nur Nachwirkungen der früheren Inselbildung selbst, und bezeichnen ein Wieder-aufleben alter Bruchsysteme.

Unter diesen Gesichtspunkten finden nun auch die vorher überraschenden Querbrüche ihre naheliegende Erklärung. Sie laufen dem Nordufer der Insel parallel, und sind dessen tektonischer Linie gegenüber also als Staffelbrüche anzusehen. Das nordwestliche und nördliche Ufer des Dornbusches stellen einfach die höchste Summierung der Kräfte dar, die wir im Innern der Insel als nordwestliche und als Querbrüche kennen lernten.

Die Hebung der übrigen Inselteile.

Die Südseite des Dornbusches von der Hücke bis zu dem sogenannten Schwedenufer im Nordosten von Kloster zeigt einen Steilabfall, der jetzt gänzlich überwachsen ist und also ein ausgereiftes Ufer darstellt. Es wird gegenwärtig von dem Wellenschlage kaum mehr angegriffen, da diese Seite des Dornbusches durch die beiden Inselschwänze geschützt ist, und in dem flachen Sunde zwischen Hiddensöe und Rügen kein größerer Wellenschlag zustande kommt. Die Existenz dieses Steilufers setzt also andere geographische Verhältnisse

voraus als gegenwärtig bestehen, und ist nur erklärlich dadurch, daß früher der schlimme Südwestwind die Wellen der Ostsee über den heutigen Gellen hinweg bis an den Südrand des Dornbusches trieb.

Diese meines Erachtens notwendige Annahme bedeutet aber nichts anderes, als daß der große westliche Inselfschwanz von Hiddensöe, der in den Gellen ausläuft, erst vor relativ kurzer Zeit aus dem Wasser herausgetreten sein kann. Auch das Westufer von Rügen bei Schaprode zeigt überwachsene Steilküsten, die darauf schließen lassen, daß sie früher von der freien Ostsee bespült wurden.

Nun kann man mit der bisherigen Auffassung der Hiddensöe-Inselfschwänze annehmen, daß sie lediglich aus dem angeschwemmten Material entstanden, das dem Nordwest- bzw. Nordrand des Dornbusches entrissen wurde. Wenn man aber diese 16 Kilometer langen und stellenweise Kilometer breiten Landmassen des westlichen Inselfschwanzes in Betracht zieht, so wird man kaum annehmen können, daß diese und ihr tieferer submariner Sockel bis zu ihrer jetzigen Höhe allein von dem kleinen Dornbusch aus gebildet wurden. Ihre Entstehung wird jedenfalls wesentlich leichter erklärlich, wenn wir eine Hebung auch des Sockels der Inselfschwänze annehmen.

Am Alt-Bessin, dem kleineren östlichen Inselfschwanz, spricht ein Umstand unmittelbar für eine solche Hebung. Dort finden sich auf seiner Höhe in ziemlicher Entfernung von dem Dornbusch große abgerollte Gesteinsblöcke, die wohl kaum durch normalen Wellenschlag oder einzelne Hochfluten bis in ihre jetzige Höhe über dem Meeresspiegel gebracht sein können. Sie müssen mindestens unter Wasser durch Wellenbewegung am Strande entlang gerollt sein oder auf die Zerstörung eines ursprünglich tiefer gelegenen diluvialen Kernes zurückgeführt werden. In beiden Fällen müssen sie später etwa $1\frac{1}{2}$ —2 m gehoben sein.

Aus allen diesen Darlegungen scheint mir hervorzugehen, daß die Insel Hiddensöe in Hebung begriffen ist; daß die Brüche, die hauptsächlich nördlichen Verlauf haben, aber auch von südwestlich-nordöstlich verlaufenden Querbrüchen gekreuzt werden, auf gegenwärtigen Vertikalbewegungen des Bodens beruhen. Daß beide Richtungen dieser Brüche in den steilen Uferlinien des Dornbusches zum Ausdruck kommen, erklärt sich allem Anschein nach daraus, daß auch sie auf denselben tektonischen Faktoren wie die rezenten Dislokationen beruhen. Die Nähe des Ufers dürfte die positive Bewegung des Landes teilweise in Absenkungen zur Uferkante umgesetzt und ihren Charakter dadurch modifiziert haben.

15. Über die Altersstellung der Travertine von Taubach.

Von Herrn L. SIEGERT.

Berlin, den 22. März 1912.

In Nr. 4 des Zentralblattes für Mineralogie, Geologie und Paläontologie 1910 haben E. NAUMANN, E. PICARD und ich unsere selbständig gewonnenen Anschauungen über das Alter der Travertine von Taubach¹⁾ dahin zusammengefaßt²⁾, „daß die tiefste Ilmterrasse, die noch von Kalktuff bedeckt wird, der postglazialen Saaleterrasse entspricht, womit bewiesen ist, daß die Bildung der Kalktuffe bis in die Postglazialzeit gereicht hat“. Diese auf Grund des Studiums der Ilmterrassen und Saaleterrassen gewonnene Anschauung hält E. WÜST für verfehlt³⁾ und bestimmt jene tiefe Terrasse als II. Interglazial in unserem Sinne. WÜST stützt sich dabei gleich mir auf die Arbeit von COMPTE⁴⁾, deren Angaben er jedoch kritiklos übernimmt.

Meine vollständig selbständig und unabhängig von den Herren NAUMANN und PICARD gewonnene Altersbestimmung gründete sich neben gemeinsamen Begehungen des Travertingebietes sowie einer Anzahl von Terrassenpunkten im weiteren Ilmtal mit den genannten Herren vor allem auf das Studium der älteren geologischen Aufnahmen der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, der Arbeiten von COMPTE über das Diluvium in der Gegend von Apolda und von P. MICHAEL, Beiträge zur Kenntnis der eiszeitlichen Ablagerungen in der Gegend von Weimar, Programm 1908, sowie auf seine im Archiv der Kgl. Geologischen Landesanstalt befindliche zwar noch unveröffentlichte, aber im städtischen Museum zu Weimar aushängende, also allgemein zugängliche Karte der Terrassenreste in der weiteren Umgebung von Weimar. Diese Arbeiten gestatteten, ein Längsprofil der Terrassen für den größten Teil des Ilmtales zu entwerfen und sie an die ihrem Alter nach bestimmten Terrassen des Saaletales anzuschließen. Besondere Umstände veranlassen mich, diese über zwei Jahre alten

¹⁾ Mit diesem altbekannten Namen soll die Gesamtheit aller Travertinablagerungen der weiteren Umgebung von Taubach bezeichnet werden.

²⁾ S. 111.

³⁾ Zeitschr. f. Naturwissenschaften 1911, S. 233.

⁴⁾ Ebenda 1908, S. 161.

Untersuchungen ohne eine nochmalige Begehung im Felde, die ich selbst dringend wünsche, kurz mitzuteilen.

COMPTER unterscheidet 2 Terrassen, eine Obere und eine Untere. Schon ein Blick auf seine Tabelle der Aufschlüsse (S. 168) zeigt, daß diese, obwohl sie dem Tallaufe folgend angeordnet sind, ein sprungweise steigendes und fallendes Niveau besitzen, was mit ziemlicher Sicherheit darauf hindeutet, daß hier mehrere Terrassen zu einer einzigen zusammengefaßt wurden. In der Tat lassen sich die beiden COMPTERschen Terrassen mit leichter Mühe in vier Terrassen auflösen.

Die in der Tabelle von COMPTER angegebenen Meereshöhen sind allerdings nicht ohne weiteres verwertbar, weil sie sich auf Ober- und Unterkante der Aufschlüsse beziehen, also ganz zufällige Werte angeben. Mit Hilfe der genauen Angaben COMPTERS über die Mächtigkeit der hangenden Schichten in den einzelnen Aufschlüssen und unter Benutzung der Grubensignaturen in den Meßtischblättern mit neuer Topographie ließ sich in den meisten Fällen eine hinlänglich genaue Höhenbestimmung der Oberkante der einzelnen Terrassen durchführen. Für einige Punkte hatten auch E. NAUMANN, E. PICARD und ich gelegentlich unserer gemeinsamen Begehung der thüringischen Lößaufschlüsse die Höhenlage der Schotter schon bestimmt.

Die neue Gliederung der Terrassen in der Gegend von Apolda ergibt sich aus folgender Tabelle:

Terrasse I		Terrasse II		Terrasse III		Terrasse IV	
Nr.	m über N.N.	Nr.	m über N.N.	Nr.	m über N.N.	Nr.	m über N.N.
7	172,5	1	200	17	180?	17	172
8	173	2	192	20	156	18	170
10	162	3	184,5	12	145	19	163—162
		5	178,5			21	144
			u. 175?				
		6	172				
		13	162				
		14	162				
		9	160				
		11	156				
		15	156				
		12	156				

Die Nummern in dieser Tabelle sind dieselben wie bei COMPTER. Die Meereshöhen beziehen sich auf die Oberkante der Schotter. Bei den mit Fragezeichen versehenen Punkten

ergaben sich einige Schwierigkeiten in der Höhenbestimmung. Es ist daher möglich, daß einzelne dieser Punkte in eine andere Terrasse einrücken müssen, was natürlich nur durch Begehungen festzustellen ist. Das einstweilige Wegfallen dieser Punkte beeinflußt aber das Gesamtbild des Terrassenprofils nicht im geringsten. Die Verbindung dieser Terrassenpunkte zu einem Längsprofil ergibt fast vollständig gerade Profillinien, die ungefähr das gleiche Gefälle wie der Aueboden besitzen.

Bei einer Verlängerung des Terrassenprofils talabwärts bis zur Mündung, stoßen diese Terrassenlinien zum Teil haarscharf auf die der Saale.

Dabei entsprechen einander folgende Terrassen:

Ilmtal	Saaletal
IV	Postglaziale Terrasse
III	Terrasse der II. Interglazialzeit
II	Hauptterrasse } der I. Inter-
I	Obere Terrasse } glazialzeit.

Damit ist das Alter meiner Ilmterrassen I—IV einwandfrei bewiesen¹⁾.

Verlängert man die so gewonnenen Profillinien mit dem gleichen Neigungswinkel über die Gegend von Apolda hinaus talaufwärts bis in die Gegend von Weimar, so stößt man bei einer jeden einzelnen Terrassenlinie auf eine ganze Reihe von Schotterrelikten, welche R. MICHAEL bereits im Jahre 1908 auf der oben erwähnten, im Archiv der Kgl. Geol. Landesanstalt befindlichen Karte dargestellt hat.

Die wichtigsten Terrassenpunkte sind in folgender Tabelle aufgezählt, wobei die Zahlen wiederum die Meereshöhe der Oberkante der Schotter angeben.

Hauptterrasse der I. Interglazialzeit. (Terr. II, Apolda)		Terrasse der II. Interglazialzeit (Terr. III, Apolda)		Postglaziale Terrasse (Terr. IV, Apolda)
Oßmannstedt ca. 205—210 m		Oßmannstedt 197 m?		Tiefurt 207 m
Großcromsdorf 217 m		Kleincromsdorf 210 m		Park Weimar 217 m
Steinberg und Ilmbrücke				Ziegelei a. d.
bei Weimar 230 m		Taubach 240 m?		Falkenburg 220 m
Mellingen über 250 m		DammfurtherBrücke 250 m		Ehringsdorf ca. 224 m
				Taubach 229 m
				Oberh. Mellingen 238 m

¹⁾ Auf die höheren Terrassen soll hier nicht weiter eingegangen werden, da sie für die Altersbestimmung von Taubach keine Bedeutung haben.

Auch von diesen Punkten waren mir durch die erwähnten Begehungen einige bekannt; insbesondere die im Travatin-gebiet gelegenen, für welche in der obigen Tabelle gleich die von REBELING vermessenen Höhen eingesetzt wurden.

Die durch so zahlreiche Beobachtungspunkte gestützte gerade Linienführung der Terrassen spricht gegen die Vermutung, daß tektonische Störungen erheblicher Art die Terrassen beeinflußt haben, und eine einwandfreie Altersbestimmung der Terrassen vermittelt der hier geübten Methode der Konstruktion eines Längsprofils¹⁾ deshalb unmöglich sei; ein Standpunkt, den ich bei unseren Begehungen sowohl wie auch noch vor ganz kurzem Herrn NAUMANN gegenüber immer vertreten habe.

WÜST unterscheidet im Travertingebiet vier Terrassen und parallelisiert sie mit den COMPTERSchen Terrassen und denen des Saaletales, wie folgt:

Saale	Apolda (COMPTER)	Weimar (WÜST)
Hauptterrasse der I. Interglazialzeit	Oberterrasse	Obere Terrasse
Terrasse der II. Interglazialzeit bei Jena usw.	im Ilmtal unterhalb Weimar unbekannt	Mittlere Terrasse
Terrasse der II. Interglazialzeit bei Öglitzsch.	Unterterrasse	{ Untere Terrasse Tiefgelegene Terrassen

Bei der kritiklosen Übernahme der COMPTERSchen Beobachtungen, und bei dem für eine sorgfältige Terrassengliederung viel zu eng begrenzten Gebiet der eigenen Beobachtungen WÜSTs, darf man dieser Altersbestimmung von vornherein wohl mit einigem Mißtrauen begegnen, was bei einer näheren Betrachtung der WÜSTschen Beobachtungen sich als voll berechtigt erweist.

Die Oberterrasse liegt nach WÜST etwa 20 m über der Aue. Aus seiner Profiltafel ergibt sich eine Meereshöhe von 245,5. Damit stimmt recht wenig seine Ortsangabe zusammen, daß sie aufgeschlossen war in einem Kiesloch „neben der Belvedere-Allee am Westende von Ehringsdorf“. An dieser Stelle liegt die Belvedere-Allee zwischen der 225 und 230 m - Kurve.

¹⁾ Um eine Verzögerung dieser Arbeit zu vermeiden, habe ich das dieser Arbeit zugrunde liegende Längsprofil der Ilmterrassen von der Mündung bis oberhalb Mellingen nicht beigelegt. Doch soll dies nachgeholt werden, wenn es sich bei einer weiteren Diskussion der Angelegenheit als notwendig erweist.

Nehmen wir aber die WÜSTsche Höhenangabe von 245,5 m als richtig an, so muß die Terrasse etwas weiter nach Süden bzw. Südosten liegen als WÜST angibt. Dann rückt sie jedoch in bedenkliche Nähe von kleinen Seitentälchen, welche in höheren Lagen Schotterreste anschneiden, so daß man die primäre Lagerstätte dieses Kiesel immerhin anzweifeln könnte. Aber auch diese zugegeben, kann man auf einen solchen vereinzelter und völlig unzulänglichen Aufschluß keine besondere Terrasse gründen; denn man weiß nicht, wie die Lage des Kiesloches sich zur gesamten Mächtigkeit der Terrasse verhält. Liegt es nahe der Oberkante der Terrasse, so kann diese nicht der Hauptterrasse des Saaletales entsprechen; denn die Oberkante der Hauptterrasse liegt an dieser Stelle bei ca. 240 m. Die obere Terrasse WÜSTs müßte dann vielmehr zur Terrasse der II. Interglazialzeit zu stellen sein. Nur wenn das Kiesloch gerade an der Basis einer Terrasse angelegt wäre, würde diese der Hauptterrasse des Saaletales entsprechen. Man sieht, daß die Einordnung dieses Aufschlusses in das Schema der Ilm-Saaleterrassen auch dann nicht so einfach ist, wenn man auf die Gliederung der Ilmterrassen von Apolda etwas mehr Sorgfalt legt, als WÜST für nötig hält. Für die Altersbestimmung der Travertine dürfte dieser Aufschluß übrigens ziemlich belanglos sein.

Die Mittelterrasse WÜSTs. Über die Höhenlage dieser Terrasse sind wir weit besser unterrichtet, da sie von REBELING genau vermessen wurde. Am besten bestimmt ist ihre Oberkante. Der ganzen Lage nach kann es sich nur um die Oberkante der postglazialen Terrasse handeln. In der Tat trifft die Verlängerung einer Verbindungslinie der von WÜST in seiner Profiltafel angegebenen Punkte auch zwanglos auf die Oberkante dieser Terrasse bei anderen Stellen. Die von WÜST angegebenen Unterkanten scheinen mir dagegen zu hoch zu liegen, als daß sie der wahren Unterkante entsprechen dürften, womit auch die sehr verschiedene Mächtigkeit dieser Schotter bei WÜST im Einklang steht. Wenn WÜST sagt, daß ihm talabwärts im ganzen Ilmtale keine Schotter in der entsprechenden Höhenlage bekannt seien, so ist mir dies unverständlich, da solche allenthalben auftreten.

Die Unterterrasse WÜSTs. Ihre Lage ist von WÜST an der Parkhöhle bestimmt worden, wo sie 2—5 m über der Aue auf mittlerem Keuper liegt und von Travertin überlagert wird. Ihrer Lage nach in meinem Profil kann an ihrer Zugehörigkeit zu meiner postglazialen Terrasse (im wesentlichen Niederterrasse COMPTERS) mit welcher sie auch WÜST vergleicht,

nicht gezweifelt werden. Bei ihrer geringen Mächtigkeit dürften die Schotter im Park kaum die volle Mächtigkeit der postglazialen Terrasse repräsentieren. Dafür spricht auch das Fehlen der abschließenden Tonpartie im Hangenden. Auf die von anderer Seite geäußerte Ansicht, daß das Parkhöhlenkonglomerat verworfen ist, will ich hier nicht näher eingehen. Genauer vermessen ist die Oberkante der Unterterrasse von REBELING in der ULESCHEN Grube in Weimar, wo auch durch das Auftreten der Tonlage im Hangenden Sicherheit gewährleistet wird, daß hier in 217 m über N. N. die primäre Terrassenoberfläche aufgeschlossen ist.

Die Gliederung in Ober-, Mittel- und Unterterrasse hat WÜST erst in seiner letzten Arbeit über Taubach durchgeführt. Sie beruht auf wenigen Aufschlüssen von nur drei verschiedenen Stellen. Sicherlich ist es ein ziemliches Wagnis, auf Grund so weniger Punkte, wie sie WÜST benutzt, eine Terrassengliederung durchführen zu wollen. Ist man doch in so weit aufwärts gelegenen Talabschnitten nie vor einer Terrassengabelung sicher, die sich aus so wenigen Punkten, wie WÜST sie verwendet, meist nicht einmal vermuten läßt.

Der Abstand der Mittelterrasse WÜSTs von seiner Niederterrasse soll 9 m betragen. Wenn WÜST schreibt¹⁾: „die Bildungszeit der Mittelterrasse ist von derjenigen der Ilmablagerungen der Unterterrasse durch eine längere Zeit getrennt, in welcher eine Tieferlegung des Ilmbettes um 9 m erfolgte“, so dürfte dies dadurch zu erklären sein, daß er die Höhenlage seiner Mittelterrasse von Ehringsdorf mit der der Niederterrasse an der Parkhöhle vergleicht. Der senkrechte Abstand beider Punkte beträgt allerdings ca. 7 m; nur ist dabei das Gefälle der Terrassen nicht berücksichtigt, das auf dieser Strecke schon beim alluvialen Talboden fast 5 m beträgt!

Die Verbindung der Punkte

Taubach	229 m
Ehringsdorf	224 m
Ziegelei Falkenburg	220 m
Parkhöhle	217 m

ergibt eine völlig gerade Linie, deren Verlängerung zwanglos auf meine postglaziale Terrasse oberhalb und unterhalb des Travertingebietes stößt. Mittel- und Unterterrasse WÜSTs ist also ein und dieselbe Terrasse und entspricht der postglazialen Terrasse im Ilm-Saaletal.

¹⁾ S. 266.

Tiefgelegene Terrassen. Diese Terrassen(?) sind nur an einem einzigen Punkte von WÜST aufgeschlossen beobachtet worden, dem alle bei der Oberterrasse hervorgehobenen Mängel der genauen Lagebestimmung im Mächtigkeitsprofil anhaften. Sollte es sich trotzdem hier um eine besondere Terrasse handeln, so erklärt sich ihr Auftreten sehr einfach durch die von mir aus anderen Flußgebieten wiederholt beschriebene Terrassengabelung, die im Oberlauf der Flüsse besonders häufig bei den tiefsten Terrassen auftritt¹⁾. Vielleicht entspricht der etwas erhöhte Talboden südlich von Mellingen auch einer solchen tiefsten Terrasse.

Die Frage, wie weit einzelne der Terrassenreste, z. B. die Parkhöhlenschotter, sich in gestörter Lagerung befinden, soll hier nicht weiter erörtert werden. Auf die Gliederung im großen und ganzen hat dies keinen Einfluß.

Die WÜSTsche Gliederung von vier Terrassen gründet sich also auf ein völlig unzureichendes Tatsachenmaterial. Zwei Terrassen sind nur aus je einem und noch dazu sehr unvollkommenen Aufschluß abgeleitet worden. War hier eine Berücksichtigung der Gefällsverhältnisse überhaupt nicht möglich, so hat WÜST diesen Hauptfaktor bei der Beurteilung von Terrassenfragen, bei seiner Trennung von Mittel- und Unterterrasse, unrichtigerweise völlig übersehen.

Doppelt zu verurteilen aber ist es, daß auf solch unsicherer Gliederung weitgehende und für die Diluvialgeologie und -klimatologie wie für die Prähistorie bedeutungsvolle Schlußfolgerungen aufgebaut werden.

Die vier Terrassen von WÜST reduzieren sich also auf drei, möglicherweise sogar auf zwei, wie folgende Gegenüberstellung zeigt.

WÜST:	SIEGERT:
Oberterrasse	{ Unterkante der Hauptterrasse der I. Interglazialzeit? Oberkante der Terrasse der II. Interglazialzeit?
Mittelterrasse }	
Unterterrasse }	Postglaziale Terrasse.
Tiefgelegene Terrassen?	{ Gabelung der postglazialen oder alluvialen Terrasse? Basalschichten der postglazialen Terrasse?

¹⁾ SIEGERT: Zur Theorie der Talbildung. Diese Zeitschr. 1910, Monatsber. S. 1. — SIEGERT: Über die Entwicklung des Wesertales. Ebenda 1912, Abb. S. 248.

Da nun auch nach WÜST die Travertine auf seiner Unterterrasse also auf meiner postglazialen Terrasse liegen, so habe ich keinerlei Veranlassung von meiner 1910 gemeinsam mit den Herren NAUMANN und PICARD, die gleich mir selbständig zu demselben Resultat gekommen waren, veröffentlichten Altersbestimmung abzugehen. Vielmehr kann ich jetzt die damalige Beschränkung dieser Altersbestimmung auf die obere Grenze fallen lassen; denn wenn die Angabe von WÜST, daß die untersten Schichten der Travertine auf seiner Unterterrasse liegen, richtig ist, so muß die gesamte Travertinablagerung der Gegend von Taubach in die Postglazialzeit gestellt werden. Zu der gleichen Altersbestimmung gelangte man übrigens auch, wenn die tiefsten Schichten der gesamten Travertinablagerung immer der Mittelterrasse WÜSTs auflagerten, da ja diese keine selbständige Terrasse ist, sondern auch bereits in die Postglazialzeit gehört.

Ein Schlußglied in der Kette dieser Beweisführung fehlt allerdings noch, wie ich sehr wohl weiß. Die postglaziale Saaleterrasse wurde von mir nur bis in die Gegend von Halle als selbständige Terrasse verfolgt. Es ist noch nachzuweisen, daß sie auch weiter talabwärts sich noch als selbständige Terrasse fortsetzt und nicht etwa in die nächsthöhere Terrasse einmündet. Nach allen Erfahrungen in anderen Flußgebieten halte ich dies allerdings für sehr unwahrscheinlich. Den exakten Beweis zu erbringen, war mir seinerzeit nicht möglich, da jener Abschnitt des Saaletales von anderen Beamten der Kgl. Geol. Landesanstalt kartiert wurde. Diese Arbeiten werden in Kürze wohl sicher jene Frage klären. Das Alter unserer Terrasse⁴ auf Grund des Auftretens von Löß im Hangenden bestimmen zu wollen, wie WÜST es tut, halte ich für verfehlt. Vielmehr sind umgekehrt die Terrassen zurzeit das einzige Mittel zu einer sicheren Altersbestimmung des Lösses.

Auf die Gliederung der Travertinablagerungen komme ich vielleicht an anderer Stelle zurück. Hier sei nur darauf hingewiesen, daß WÜST von seinen bereits in den früheren kleinen Artikeln verschiedentlich modifizierten Ansichten, deren Unhaltbarkeit jedem auffallen mußte, der jene Ablagerungen auch nur flüchtig kennt, in der letzten Arbeit abermals in verschiedenen wichtigen Punkten erheblich abweicht, was ja niemand mehr überrascht.

Meine Altersbestimmung der Travertine von Taubach steht aber nicht nur mit dem stratigraphischen Befund von WÜST, sondern auch mit seinen faunistischen Ausführungen in Widerspruch. Auf die Schneckenfaunen will ich nicht weiter eingehen, da wir meiner Ansicht nach zurzeit noch keine

Conchylien kennen, die wir als Leitfossilien für bestimmte Diluvialhorizonte mit Sicherheit ansprechen dürfen. Ebenso dürften die Schlußfolgerungen, welche man aus Schneckenfaunen auf die klimatischen Verhältnisse zieht, trotz der äußerst anerkennenswerten sorgfältigen Studien verschiedener Forscher in den letzten Jahren, immer noch etwas unsicher sein, weil wir nichts über die Anpassungsfähigkeit dieser Tiere bei einem sich in großen Zeiträumen langsam ändernden Klima wissen. Aber auch den Wirbeltieren, insbesondere der Antiquusfauna, scheint mir nicht die Bedeutung für die Altersbestimmung der Travertine von Taubach zuzukommen, welche ihr beigelegt wird. WÜST ist endlich, nachdem er in den verschiedensten kleineren Artikeln anderer Anschauung war, zu der so selbstverständlichen Ansicht gekommen, daß das in den Travertinen auftretende Gerölle seitlich von höheren Lagen eingeschwemmtes Material aus älteren Terrassen oder aus Seitentälchen ist. Da dürfte wohl die Frage nahe liegen, ob nicht auch die Antiquusfauna älteren Terrassen entstammen kann und sich auf der wer weiß wievielten Lagerstätte befindet.

Auf jeden Fall bilden die Travertine von Taubach ein sehr geeignetes Objekt zur Entscheidung der Frage, ob für die Gliederung der diluvialen Ablagerungen die rein stratigraphische oder die faunistische Methode größeren Wert besitzt.

Was WÜST an Kritik bei Benützung der COMPTERSchen Arbeit versäumt hat, holt er reichlich nach, sowie er auf die Arbeiten von Geologen der Preußischen Landesanstalt im Saalethal zu sprechen kommt. Ich will nur kurz auf die Punkte eingehen, die mich selbst betreffen, und überlasse es meinen Kollegen, für ihren Teil die Angriffe von WÜST zurückzuweisen.

Da Herr WÜST meine Altersbestimmung der Terrasse zwischen Öglitzsch und Kriegsdorf als II. Interglazial für richtig anerkennen muß, so bemängelt er wenigstens die Beweisführung¹⁾. Meine Altersbestimmung dieser Ablagerung als II. Interglazial gründet sich auf „die Existenz ausgedehnter Tonablagerungen mit *Rhinoceros Mercki* usw., Auftreten selbständiger, ihrer Höhenlage nach in den gleichen Zeitraum passender Flußterrassen, Überlagerung sowohl der Tone wie der Terrassen (Weida) durch Ablagerungen eines neuen Eisvorstoßes“²⁾.

¹⁾ S. 234.

²⁾ SIEGERT und WEISSERMEL: Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weißenfels, S. 270 ff., insbes. S. 306.

Diese Stelle ist von F. WAHNSCHAFFE wohl nicht berücksichtigt, wenn er in der Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. V, S. 326, das 2. Interglazial und 3. Glazial bei Halle für nicht genügend begründet ansieht.

WÜST glaubt, erst den sicheren Beweis für diese meine Altersbestimmung erbracht zu haben durch das Auffinden eines „typischen Schmelzwasserkieses“ bei Trotha in ungefährer Höhenlage der Aue. Wie WÜST das Alter meiner Öglitzscher Terrasse aus einem ca. 30 km davon entfernten lokalen Vorkommen von Glazialkies unbekannten Alters — bei Ablagerungen von 3 Eiszeiten in der gleichen Gegend — bestimmen will, ist mir unverständlich.

Vielleicht erklärt dies Herr WÜST näher in der Kritik der in den letzten Jahren erschienenen Arbeiten der Kgl. Geol. Landesanstalt über das Saaletal, die er seit einiger Zeit immer wieder ankündigt.

Ebensowenig stichhaltig ist WÜSTs Kritik meiner Linienführung der II. Interglazialterrasse¹⁾. Daß die Terrassen sich um so mehr dem heutigen Talgefälle nähern, je jünger sie sind, habe ich schon lange vor der Bemerkung von WÜST gewußt und ausgesprochen²⁾. Kleine lokale Abweichungen in einem Terrassenprofil aber erklären sich ganz zwanglos dadurch, daß die Höhen der Terrassenrelikte nicht immer völlig einwandfrei festzustellen sind. So wurde auch später die Basis der Koppelbergterrasse um 3 m tiefer bestimmt, was die geringe Verschiebung dieses Punktes um 1 mm auf meinem Profil bedingt. Die Hauptursache der Abweichung der Profillinien vom normalen Gefälle aber ist darin zu suchen, daß man auf einem solchen Längsprofil ja nur die gerade Verbindungslinie zweier Relikte einsetzen kann, während die wahre Entfernung infolge der uns selbstverständlich unbekannten Windungen der alten Täler wie ihrer Flußläufe stets größer, das Gefälle also auch ausgeglichener war, wie jeder, der sich auch nur etwas eingehender mit Flußterrassen beschäftigt hat, zur Genüge weiß.

Die vorher erwähnten kritischen Ausstellungen von WÜST an meinen Arbeiten sind also sämtlich hinfällig.

Auf andere Ausstellungen an meiner Kartierung, so daß ein Teil meiner Hauptterrasse der I. Interglazialzeit in die II. Interglazialzeit gehören soll, habe ich keine Veranlassung zu antworten, solange WÜST keine Tatsachen hierfür beibringt, sondern seine Ansicht nur „für nicht ganz ausgeschlossen“ hält.

¹⁾ SIEGERT: Bericht über die Begehung der diluvialen Ablagerungen an der Saale usw. Jahrb. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1909, T. II, Profiltafel.

²⁾ Diese Zeitschr. 1906, Monatsber.

Neueingänge der Bibliothek.

- BINGHAM, H.: Preliminary Report of the Yale Peruvian Expedition. S.-A. aus: Bull. of the American Geograph. Society, Vol. 44, January 1912.
- Deutsches Museum, München: Verwaltungsbericht 1910/11.
- GÄBERT, C.: Die technisch nutzbaren Gesteine des Königreichs Sachsen. S.-A. aus: Der Steinbruch, H. 8. Berlin 1912.
- GAGEL, C.: Geologische Notizen von der Insel Fehmarn und aus Wagrien. III. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1911, Bd. 32, T. II, H. 1. Berlin 1912.
- KAYSER, E.: Lehrbuch der allgemeinen Geologie. IV. Auflage. Mit 611 Textfiguren. Stuttgart 1912.
- LISSEN, C. J.: Terrenos reconocidos hasta hoy en el Peru. Y sinopsis de su fauna y flora fósiles. S.-A. aus: Boletín de Minas 1911. Lima-Peru 1911.
- SCHMIDLE, W.: Über Gerölle in der marinen Molasse bei Überlingen. Mit 5 Textfiguren. S.-A. aus: Mitteilungen d. Großh. Badischen Geolog. Landesanstalt, Bd. VII, H. 1, 1912. Heidelberg 1912.
- Zur Kenntnis der Molasse und der Tektonik am nordwestlichen Bodensee. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 63, H. 4, 1911. Berlin 1911.
- v. SEIDLITZ, W.: Über den Aufbau der skandinavischen Gebirge. S.-A. aus: Naturw. Wochenschrift, N. F., Bd. X, Nr. 29, 1911. Jena 1911.
- Die Nehrung von St. Maura (Leukas). Untersuchungen über die Bildung rezenter Flachseesedimente. S.-A. aus: Verhandlungen deutscher Naturforscher u. Ärzte, 83. Versammlung, Karlsruhe 1911. Leipzig 1911.
- SEMPER, M.: Tektonische und stratigraphische „Pausen“. S.-A. aus: Sitzungsberichte d. Niederrhein. Gesellsch. f. Natur- u. Heilkunde zu Bonn. Naturw. Abt. Sitzung v. 5. Dezember 1910.
- Über Artenbildung durch pseudospontane Evolution. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1912, Nr. 5. Stuttgart 1912.
- Die marinen Schichten im Aachener Oberkarbon. S.-A. aus: Verhandl. des Naturhist. Vereins d. preuß. Rheinl. u. Westfalens, Jahrg. 65, 1908.
- Bemerkungen über Geschichte der Geologie und daraus resultierende Lehren. S.-A. aus: Geolog. Rundschau, Bd. II, H. 5/6. Leipzig 1911.
- Verein deutscher Eisenhüttenleute, Düsseldorf: Mitgliederverzeichnis 1912.
- WICHMANN, A.: On the so-called atolls of the East-Indian Archipelago. S.-A. aus: Proc. of the Meeting of Saturday January 27, 1912 der Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam. Amsterdam 1912.
-

5

W 5412

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 6.

1912.

Protokoll der Sitzung vom 5. Juni 1912.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Das Protokoll der vorigen Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr Dr. Th. BRANDES, Assistent am geologisch-paläontologischen Institut der Universität Göttingen, vorgeschlagen durch die Herren POMPECKJ, SALFELD, WEDEKIND;

Die *Handbibliothek des Kgl. Geologischen Landesmuseums* zu Berlin, vorgeschlagen durch die Herren J. BÖHM, GOTHAN, DIENST;

Herr Lehrer WITTMANN in Dortmund, Baroperstr. 17, vorgeschlagen durch die Herren BÄRTLING, WUNSTORF und EBERDT.

Darauf legt der Vorsitzende die eingegangenen Druckschriften vor.

Vor Eintritt in die Tagesordnung gibt Herr RUDOLF HERMANN folgende Erklärung zu der Abhandlung von Herrn RECK über „die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft“ zu Protokoll:

Die Bemerkung von Herrn RECK auf S. 195/7 Anm. 1 dieser Zeitschr. (Abh., 64. Band, I. u. II. Heft, 1912) zwingt mich zu einer Berichtigung. Herr RECK hat Ende 1910 mit der Angabe, er beabsichtige die Morphologie des Ries zu bearbeiten, mich gebeten, ihm über meine Ergebnisse in der benachbarten fränkischen Alb Auskunft zu geben und ihm

mein Literaturverzeichnis zur Verfügung zu stellen. Beides geschah in wiederholten kurzen Besprechungen, bis ich im Februar 1911 von dritter Seite zufällig Kenntnis erhielt, daß Herr RECK im Verlauf seiner Untersuchungen auch die fränkische Alb in den Bereich seiner Arbeit zu ziehen sich genötigt glaube. Seitdem erst lehnte ich jede weitere Auskunft ab.

Ferner stelle ich dem Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft einen Brief des Herrn KROLLPFEIFFER zur Verfügung, in dem dieser die Behauptung des Herrn RECK, er (KROLLPFEIFFER) habe „sein Erstaunen über meine Worte“ geäußert, zurückweist und erklärt, daß, wenn er diesen „späteren Zusatz“ im Manuskript gekannt hätte, er „Herrn RECK aufgefordert hätte, ihn zu streichen“. Auch hier liegt also auf Seiten des Herrn RECK ein Mißverständnis vor.

Auf die sachlichen Angriffe einzugehen, verzichte ich, da Herr RECK zwischen Vortrag und Drucklegung sein Manuskript umgearbeitet hat. Da Herr RECK voraussichtlich auf 2 Jahre von hier abwesend sein wird, so begnüge ich mich vorläufig mit diesen Feststellungen.

Herr FRIEDRICH GLÖCKNER spricht über den Setzungskoeffizienten der Braunkohle. (Mit 2 Textfiguren.)

Als den Setzungskoeffizienten der authochthonen Braunkohle möchte ich den Wert bezeichnen, mit dem die Mächtigkeit eines authochthonen, durch außergewöhnliche tektonische, dynamische oder thermische Vorgänge nicht gestörten Braunkohlenlagers zu multiplizieren ist, um die Mächtigkeit des zur Bildung der derzeitigen Braunkohlenlagerstätte erforderlich gewesenen Flachmoores zu bestimmen.

Die in Frage kommende Beobachtung machte ich im Frühjahr 1910 auf dem Tagebau der Grube „Wilhelminensglück“ bei Klettwitz (Niederlausitz), einem auf dem oberen Senftenberger Flötz bauenden Braunkohlenwerk. Das Senftenberger Oberflötz ist, mit einer geringfügigen Ausnahme¹⁾, eine authochthone Humusbraunkohlenbildung, das Umwandlungsprodukt eines weit ausgedehnten tertiären Flachmoores. Wie die meisten derartigen Bildungen zeigt auch dieses Flötz einen vorzüglichen Wurzelboden, das heißt, es enthält zahlreiche Wurzelstöcke an Ort und Stelle gewachsener Bäume, zumeist

¹⁾ GLÖCKNER, Zur Entstehung der Braunkohlenlagerstätten der südlichen Lausitz. Zeitschr. Braunkohle 1911/12, X. Jahrg. Heft 43.

von *Taxodium distichum*. Die Bäume sind in der Regel in einer Höhe von 1,50 bis 2 m über dem Wurzelniveau umgebrochen, sehr oft liegen die Stämme noch neben den Wurzelstöcken. Während nun das Flötz in der näheren Umgebung von Senftenberg seiner ganzen Mächtigkeit von rund 20 m nach aus Braunkohle ohne nennenswerte Zwischenmittel besteht, zieht sich auf den Gruben in der Nähe von Klettwitz in einer Höhe von 2 m über dem Liegenden ein 10 cm



Fig. 1.

Wurzel-(Wald-)Boden mit Wurzelstöcken von *Taxodium distichum*.
Senftenberg (Nieder-Lausitz).

starkes Mittel eines chokoladefarbenen, fetten Tones durch das Flötz. Es hat also hier der Moorbildungsprozeß durch eine Überschwemmung eine Unterbrechung erfahren. Die hereinströmenden Wasser setzten ihre aus tonigem Material bestehende Trübe, untermischt mit moorigen Material, ab, sie stagnierten und leiteten die Moorbildung von Neuem ein. Während das auf diese Weise entstandene Tonzwischenmittel im allgemeinen mit großer Regelmäßigkeit und ohne Schwankungen in der Mächtigkeit das Flötz horizontal und parallel zum Liegenden durchzieht, bildet es an einer Stelle im Tage-

bau „Wilhelminensglück“ ganz unvermittelt einen Sattel, es wölbt sich nach oben, der oberste Punkt des Sattels liegt 3,60 m über dem Liegenden, also 1,60 m über dem normalen Niveau des Tonmittels. Die beiden Sattelflügel steigen regelmäßig unter einem Winkel von im Mittel 40° an. Unter dem Sattel steht ein Wurzelstock von *Taxodium*, seine Wurzeln gehen bis hinab in den die Braunkohle unterlagernden Ton, sie sind vorzüglich erhalten. Zweifellos haben wir also hier den Stumpf eines an Ort und Stelle gewachsenen Baumes vor uns. Über dem Mittel, und zwar eng an dasselbe angeschmiegt,

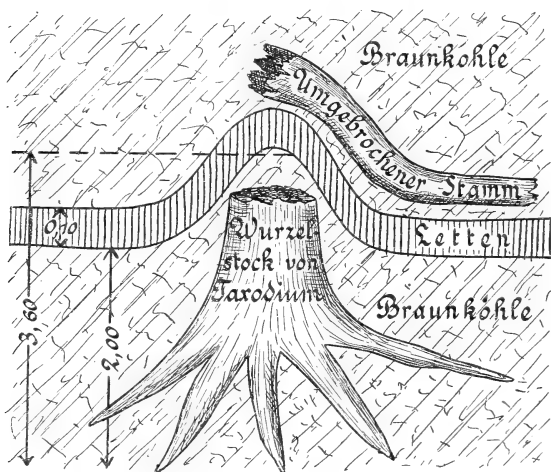


Fig. 2.

Schematische Darstellung der Setzungserscheinung.

liegt ein Teil des zugehörigen Stammes. Er folgt von der höchsten Stelle des Sattels aus mehrfach geknickt dem rechten Sattelflügel abwärts bis zum normalen Niveau des Tonmittels.

Zur Erklärung dieser Erscheinung nehme ich folgendes an. Durch die den Ton herbeiführende Überflutung des Moores wurde der Stamm abgebrochen. Das Wasser stagnierte, setzte seine Trübe auf dem Moorboden ab und leitete, da es sich doch anscheinend um ein ausgeprägtes Flachlandsgebiet handelt, die Moorbildung wieder ein. Im Laufe der Umbildung des Moores zur Braunkohle setzte sich das Moor durch chemische Umwandlung wie durch natürliche Austrocknung, also Entwässerung, es trat eine Volumenverminderung

ein. Über dem Wurzelstock jedoch wurde dieser Setzung durch den festen Stumpf Halt geboten, neben dem Stumpf wurde die Setzung nicht behindert. Es kam also dieser Sattel zustande, und wir haben mithin am oberen Ende des Stumpfes das Niveau des Moores zur Zeit des Umbruches und der Überschwemmung, an der unteren Grenze des normal verlaufenden Mittels das dem Volumen des Moores zur Zeit der Überschwemmung jetzt entsprechende Niveau der Braunkohle. Um den Unterschied dieser beiden Höhen hat also bei dem Prozesse der Umwandlung des Moores in Braunkohle eine Volumenverminderung stattgefunden. Der Stumpf selbst hat bei seiner Festigkeit eine nennenswerte Setzung kaum erfahren. Berücksichtigt man noch die Setzung, die das Flötz nach seiner vollständigen Umwandlung in Braunkohle durch den Druck später sich darüber lagernder Schichten anderen Gesteines, in den meisten Fällen also von Ton, Letten oder Sand erfahren hat, so ergibt sich, daß der Wert für die Setzung zwischen 2 und 2,5 liegt, oder, daß der Setzungskoeffizient, mit dem die Mächtigkeit der Braunkohle zu multiplizieren ist, um die Mächtigkeit des moorigen Ausgangsmaterials zu erhalten, sich auf $\frac{4}{2}$ bis $\frac{5}{2}$ berechnet. Das Ergebnis der Untersuchung läßt sich in Worten zusammenfassen:

Bei dem authochthonen Senftenberger Oberflötz ist das Verhältnis zwischen moorigem Ausgangsmaterial und Braunkohle als derzeitigen Endwert wie 2,5 zu 1. Eine Verallgemeinerung für andere Braunkohlenlagerstätten dürfte nur dann zulässig sein, sofern es sich um authochthone, tektonisch, dynamisch und thermisch nicht wesentlich gestörte oder beeinflusste Lagerstätten handelt. Es ist bei einer Verallgemeinerung, unter Berücksichtigung der eben genannten Punkte, kaum anzunehmen, daß selbst die Höchstmächtigkeiten an Deckgebirge, die bei Braunkohle wohl 50 m selten überschreiten, den Wert dieses Setzungskoeffizienten wesentlich beeinflussen werden, da erwiesenermaßen die Packung einer Kohle unter starker Decke nicht wesentlich dichter ist als die Packung der Kohle unter einer verhältnismäßig schwachen Bedeckung. Niemals aber kann der Setzungskoeffizient Werte von 10 und darüber erreichen, wie dies bisher in der Literatur angegeben worden ist.

Einen ausführlichen Bericht über diesen Gegenstand, in dem ich sowohl die Ergebnisse der Diskussion am Vortragsabend berücksichtigen, sowie auch Mitteilung über eine mir

inzwischen gelungene ganz analoge Beobachtung auf der Braunkohlenlagerstätte von Moys bei Görlitz machen werde, lasse ich im Septemberheft 1912 der „Zeitschrift für praktische Geologie“ erscheinen.

An der Diskussion beteiligen sich Herr KEILHACK und der Vortragende.

Herr HANS V. STAFF spricht über **Die Alpengeologie auf dem XVIII. Deutschen Geographentage in Innsbruck, Pfingsten 1912.**

Die andauernde Ausdehnung des Arbeitsfeldes der Geographen auf das Gebiet der Geologie hat zur Folge, daß auch auf den geographischen Tagungen Probleme im Vordergrund stehen, die für den Geologen von Bedeutung sind. So erfreulich diese Zunahme an geologischen Arbeitern für unsere Wissenschaft ist, so bedauerlich ist andererseits die dadurch herbeigeführte Zersplitterung der Literatur, der Kongreßexkursionen usw. Der gegenwärtige Zustand, der größtenteils wohl auch durch den Übertritt einiger ehemaliger Geologen ins geographische Lager verursacht wurde, hat namentlich auch für die Glazialmorphologie die schädigende Folge gehabt, daß die Fragen, die in Norddeutschland z. B. noch das Hauptarbeitsgebiet der Kgl. Pr. geologischen Landesanstalt darstellen, in den Alpen fast ausnahmslos bereits von Geographen behandelt und, was schlimmer ist, lediglich in der geographischen Literatur veröffentlicht werden. Da eine derartige regionale Zweiteilung eines einheitlichen Problemkomplexes keinerlei innerliche Berechtigung hat, besteht für uns gegenwärtig die Notwendigkeit, wenigstens referierend unsere eigenen Zeitschriften über Fortschritte der alpinen Glazialforschung auf dem Laufenden zu halten.

Besonders gilt dies natürlich für den soeben beendeten XVIII. Deutschen Geographentag in Innsbruck, wo abgesehen von den historischen und unterrichtstechnischen Fragen nur 4 rein geographische neben 8 morphologisch-geologischen Vorträgen angemeldet waren, dessen Exkursionen neben dem Anthropogeographen v. WIESER von den Geologen BLAAS, v. KLEBELSBERG, AMPFERER geleitet werden sollten.

Aus den Vorträgen und Festschriften hatten für die Geologie vor allem folgende Punkte besonderes Interesse:

1. Das Problem des alpinen Taltroges ist mit den Fragen der Gletschererosion, der Wirkung subglazialer Schmelzwässer, der Anzahl der Vergletscherungsphasen, des präglazialen

Reliefs so eng verknüpft, daß angesichts des herrschenden Widerstreits der Theorien seine exakte Bearbeitung für ein einzelnes einheitliches Gebiet höchst verdienstlich erscheint.

Der Vortrag von L. DISTEL über seine sehr sorgsame Untersuchung der nördlichen Tauerntäler mußte angesichts des Umstandes, daß gerade diese Gegend den Typus des Glazialtroges hergegeben hat¹⁾, besonders interessieren, obwohl andererseits E. DE MARTONNE eben diese Täler als für die Lösung mancher Fragen ungeeignet bezeichnete, da in ihnen die anderwärts zu beobachtende Vielheit ineinander eingesenkter Tröge zu einem einzigen Riesentroge verschmolzen sei. DISTELS wichtigste Ergebnisse (deren ausführliche Darstellung eben im Druck²⁾ erschienen ist) lauten kurz: „Das „Rätsel des Taltroges“ ist neben der Entstehung der Talstufen einer von den Punkten, in dem sich die Beobachtungen im Tauerngebiet dem System der glazialmorphologischen Forschungen von PENCK und BRÜCKNER nicht einreihen wollen. — Das Felbertal gab in erster Linie Anlaß, an der glazialen Entstehung der Trogschlüsse im PENCKschen Sinne zu zweifeln; es fehlt im engen oberen Felbertal an den nach bestimmter Richtung (eben gegen den heutigen Trogschluß zu) konvergierenden Eissträngen, durch deren summierte Erosionskraft die Übertiefung nach PENCK plötzlich einsetzt. — Der Taltrog, dessen Entstehung PENCK auf glaziale Übertiefung zurückführt, wurde als fluviatiler Einschnitt vermutlich bereits präglazial angelegt. Verbreiterung und Vertiefung erfuhr er durch die eiszeitlichen, die Unterschneidung der Gehänge durch die stadialen und nacheiszeitlichen Gletscher. — Die Untersuchungen über den alten Talboden, der sich aus den Trogrändern und aus den Stufenmündungen geeigneter Seitentäler ableiten läßt und nach PENCK der präglaziale ist, ergaben, daß er, das Längstal ausgenommen, nicht die Gefällsverhältnisse aufweist, wie sie einem reifen Talsystem zukommen.“

In der Diskussion wies PENCK darauf hin, daß die Trogschulterkante nach DISTELS Anschauung nicht recht erklärbar sei. Da oberhalb der Schulterflächen ja erst die glaziale Schriffkehle läge, so wäre eben eine plötzliche Intensitätszunahme der Erosion der Gletscherunterfläche nach der Talmitte zu anzunehmen, wenn dies auch etwas sonderbar erscheint. —

¹⁾ Vergl. E. DE MARTONNE: L'érosion glaciaire et la formation des Vallées Alpines. Ann. de Géogr. 1911, S. 26.

²⁾ „Die Formen alpiner Hochtäler, insbesondere im Gebiet der Hohen Tauern und ihre Beziehungen zur Eiszeit.“ Landeskundl. Forsch. Geogr. Ges. München XIII, 1912.

In der Tat ist ja wohl das Querprofil jedes Alpentales gleichsam die graphische Projektion der in ihm geäußerten Erosionsintensität, und wenn wir auch vorläufig den scharfen Schulterknick zwar als noch unerklärt, aber doch als tatsächlich vorhanden hinnehmen müssen, so ist es andererseits entschieden unberechtigt, die Schulterflächen ohne weiteres als unveränderte Reste der präglazialen Landschaft anzusehen, wie es PENCK-BRÜCKNER (und nach ihnen zum Teil wohl auch DISTEL) tun: Auch die Schulterflächen unterhalb der Schliffgrenzkehle sind vom Gletscher erniedrigt, und zwar um einen noch unbestimmbaren Betrag! Somit dürfte selbst eine peinlich sorgsame Aufsuchung der Gefällsbrüche im Längsprofil der Schulterflächen noch nicht ohne weiteres quantitative, sondern höchstens qualitative Rückschlüsse auf das Verhalten des Präglazialreliefs gestatten. Noch unzulässiger ist für diesen Zweck natürlich die von PENCK-BRÜCKNER vorgeschlagene Methode¹⁾, zur Rekonstruktion der Präglaziallandschaft die hängenden Nebentäler heranzuziehen, deren Sohle ja gleichfalls erheblich, und zwar je nach der Größe ihres Eisstromes verschieden tief, unter ihr einstiges fluviatiles Niveau heruntergeschliffen wurde. Leider wurden in der Diskussion die so wichtigen Argumente, die von DE MARTONNE²⁾ gegen PENCKs Ansicht von der präglazialen Formenweichheit der Alpen und dem ausgeglichenen Längsprofil der Täler angeführt worden sind, nicht berührt. Diese Einwände haben um so mehr Gewicht, als sich ihnen andere Glazialforscher³⁾ bereits angeschlossen haben. Diese in den Westalpen

¹⁾ Vgl. E. DE MARTONNE (a. a. O. 1911, S. 5): A. PENCK et Ed. BRÜCKNER croient même possible de retrouver les anciens thalwegs en prolongeant le profil du cours moyen des vallées suspendues.

²⁾ A. a. O. 1911, S. 17: Les faits abondent qui ne peuvent s'accorder avec l'hypothèse d'un relief préglaciaire ayant les caractères de la maturité. — (1910, S. 317): Il y a là un point important sur lequel nous avons le regret de nous séparer des savants auteurs de „Die Alpen im Eiszeitalter“. La théorie mécanique, d'accord avec les faits révélés par l'étude des fronts glaciaires, s'oppose à admettre la possibilité d'une érosion glaciaire intense dans des vallées mûres dont la pente se rapproche de celle de la surface d'équilibre vers laquelle tend l'érosion glaciaire.

³⁾ KILIAN, Bull. Soc. géol. de France 1911, S. 33, Anm. 2: En ce qui concerne l'érosion (surcreusement) glaciaire et les creusements interglaciaires, je partage entièrement la manière de voir récemment exposée avec talent par M. DE MARTONNE. — NUSSBAUM („DE MARTONNES Untersuchungen über Glazialerosion“, Geogr. Zeitschr. 1911, S. 277 Anm.): „Eine Annahme, die im Gegensatz zu derjenigen von PENCK und BRÜCKNER steht, nach welchen die präglazialen Alpentäler ausgeleitet gewesen sein sollen. Die Auffassung von DE MARTONNE ist

in neuerer Zeit allgemein¹⁾ angenommene Ansicht, daß die präglazialen Täler in den zentralen Alpentteilen noch keineswegs völlig reif und ausgeglichen waren, ist nunmehr von DISTEL wohl auch für die Ostalpen bestätigt.

Beachtenswert ist auch DISTELS Stellung zur Karfrage, die für Ost- und Westalpen seit dem Erscheinen der „Alpen im Eiszeitalter“ starke Änderungen erlebt hat: PENCK schloß aus dem Vorhandensein zahlreicher ostalpiner Karlinge auf präglaziale weiche Mittelgebirgsformen, BRÜCKNER (A. i. E. S. 607) sah ihr Zurücktreten in den Westalpen als Beweis an, daß dort noch Hochgebirgsformen sich vor Beginn der Eiszeit bewahrt hätten. NUSSBAUM führte 1910 den Nachweis²⁾, daß die Kare in den Westalpen in gleicher Häufigkeit auftreten, wie im Osten, nahm aber trotzdem in den Quellgebieten noch unausgeglichene Tallängsprofile an. („Die Alpen waren vor der Eiszeit reichlich durchtalt und boten das Bild einer fast ausgereiften Erosionslandschaft; nur in den obersten Talabschnitten zeigten sich wahrscheinlich jugendliche Talformen“, a. a. O. S. 61); für DISTEL ist gerade die Existenz „ungemein zahlreicher Karlinge ein weiterer Fingerzeig, daß das Antlitz der Alpen vor dem Eintritt des Eiszeitalters nicht in dem Maße gealtert war, wie vielfach angenommen wird“ (a. a. O. S. 107).

2. Das zweite wichtige Problem, das auf der Tagung in Vortrag und Diskussion angeschnitten wurde, betraf die Interglazialzeiten. LEPSIUS setzte seine bereits früher veröffentlichte³⁾ und von PENCK energisch widerlegte⁴⁾ Anschauung ohne wesentliche Änderung in kurzen Zügen auseinander, deren Verständnis mir durch eine ergänzende persönliche Unterredung mit dem Vortragenden erleichtert wurde. LEPSIUS faßt die im oder kurz vor Beginn der Eiszeit vielfach nachgewiesenen

zum Teil auch vom Referenten vertreten worden in: Die Täler der Schweizer Alpen. Wiss. Mitt. Alpin. Mus. Bern 1910, S. 59.“

¹⁾ Der Ausdruck „reif“ wird freilich von den Autoren in sehr verschiedenem Sinne gebraucht, so daß nicht das Wort, sondern der Sinn jeweils aufgesucht werden muß. Als reif wird bald der Formenschatz maximaler Kamm- und Talhöhendifferenz, bald eine bereits stark gealterte (spät reife) Landschaft mit schwindendem Relief bezeichnet. So habe ich, trotzdem ich das Wort reif für die präglazialen Haupttäler verwendet, ausdrücklich das „Zusammenfallen der Anschauungen von NUSSBAUM und mir“ betont. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1912, S. 71.

²⁾ A. a. O. S. 39—46. Vgl. auch v. STAFF: „Zur Morphologie der Präglaziallandschaft in den Westschweizer Alpen“ (a. a. O.) S. 70.

³⁾ „Die Einheit und die Ursachen der diluvialen Eiszeit in den Alpen.“ Darmstadt 1910.

⁴⁾ In Zeitschr. f. Gletscherkunde 1912, S. 161—189.

epeirogenetischen Hebungerscheinungen des Alpenkörpers als alleinige Ursache der nach ihm einheitlichen Eiszeit auf, für die er primäre Klimaänderungen ablehnt. Die interglaziale Klimaschwankungen nahelegende Höttinger Breccie hält er für präglazial. Konsequent nimmt er als Ursache des Aufhörens der Vereisung gleichfalls ein spät-eiszeitliches Rücksinken der Alpen an.

Die Diskussion wurde ungemein lebhaft und teilweise scharf geführt. Besonders beachtenswert war die Angabe v. DRYGALSKIS, daß seine Erfahrungen ihn mehr und mehr zur Annahme einer einheitlichen, nicht durch längere und relativ zur Jetztzeit sogar wärmere Interglazialzeiten unterbrochenen Eiszeit drängten, und daß er vor allen Übertreibungen und voreiligen Anwendungen des Schemas von Günz-, Mindel-, Riß-, Würm-, Lauf-, Achen-, Bühl-, Gschnitz-, Daunzeit warne. —

In der Tat droht ja PENCKs Schema bereits aus einer Arbeitshypothese bei einigen Morphologen zum Dogma auszuarten, wie namentlich wohl auch die Arbeit LUCERNAS beweisen dürfte, der auf Korsika ohne Zögern jede gehobene Strandlinie, jede Talterrasse usw. sofort einer der PENCKschen Phasen zuwies. (Abh. K. K. Geogr. Ges. Wien IX, 1910.)

An der Theorie von LEPSIUS ist zweifellos das spätglaziale Rücksinken der Alpen der wundeste Punkt. HEIM und seine Schüler sind mit all ihren Versuchen, ein solches Nachsinken exakt zu erweisen, auf so gegründeten Widerspruch gestoßen¹⁾, daß sich auf so schwachem Boden zur Zeit kein Lehrgebäude aufbauen läßt. Wohl aber ist angesichts der von verschiedenster Seite für zahlreiche Gebiete der Erde erwiesenen starken Massenhebungen zur Wende von Pliozän und Quartär es nicht von der Hand zu weisen, daß lokal derartige Hebungen im Zusammenhang mit einer erdumfassenden, in mehreren Oszillationen verlaufenden Klimadepression für einzelne Abweichungen vom alpinen Schema verantwortlich zu machen sind. So sind nach MACHATSCHEK²⁾ am Gebirgsrande des westlichen Tianschan „in sehr junger Zeit“ erfolgte „fortgesetzte Senkungen“ des Vorlandes festzustellen; so sind in Alaska Moränen mit marinen Yoldia-Zwischen-

¹⁾ Vergl. LAUTENSACH in Peterm. Mitt. 1911, S. 9. „Über alpine Randseen und Erosionsterrassen.“ Bemerkungen zu Dr. E. GOGARTENS Arbeit.

²⁾ Vorläufige Mitteilungen über die Ergebnisse einer Studienreise in dem westlichsten Tian-Schan. Festschrift der K. K. Geogr. Ges. Wien 1912.

lagerungen in über 1000 m Seehöhe anzutreffen (vgl. U. S. Geol. Surv. Rept. XIII 2, S. 25). Eine gewisse Bedeutung könnten derartige lokale Hilfsursachen ev. erlangen zur Erklärung des Umstandes, daß auf den Gebirgen der Erde zur Quartärzeit die Schneegrenzendepression sehr verschieden stark eintrat. (So ist z. B. im Tianschan, über den MACHATSCHER und MERZBACHER¹⁾ vortrugen, nur die Hälfte [600 m] der alpinen Depression [1300 m; Tropengebiete meist nur 500 bis 600 m] zu beobachten.) In jedem Falle ist aber das Abklingen der Glazialphänomene nur durch die Annahme einer Klimaverbesserung zur Zeit erklärbar.

Die Bedeutung der Höttinger Breccie für die Inter-glaziallehre wird wohl so lange mindestens ein Streitobjekt bleiben, bis die Beobachtungen der nur wenig beweisenden Zufallsaufschlüsse einmal durch systematische Untersuchungen und Aufgrabungen ersetzt worden ist. Es ist bedauerlich, daß ein so wichtiger Stützpunkt einer so bedeutsamen Theorie so wenig im Detail erforscht worden ist, obwohl zahlreiche anerkannt sorgsame Geologen bei ihren Lokalbegehungen zu diametral entgegengesetzten Meinungen gekommen sind. Auch die verschiedenen inoffiziellen Ausflüge von Teilnehmern der Tagung dürften im allgemeinen an Ort und Stelle nur die Ansicht der jeweiligen Führer „bewiesen“ haben. Da somit trotz des Tagungssitzes Innsbruck dieses Problem nicht gelöst wurde, so mag ein Hinweis auf eine kleine Studie von GÜRICH²⁾ nützlich sein, den mehrtägige Begehung 1911 zu dem Schluß führte, daß ein präglaziales Alter der Breccie das weitestwahrscheinlichste sei, und daß eine Unterlagerung durch Moräne nicht erwiesen sei. GÜRICH hat vielmehr in einem Aufschlusse „selber die Breccie ohne jede Zwischenlagerung unmittelbar dem Felsen aufsitzen sehen“ (a. a. O., S. 44).

Ebenso ist das Alter der Breccie selbst bei der Annahme quartärer Entstehung noch recht zweifelhaft: PENCK versetzt die Breccie mit ihrer Flora von *Rhod. ponticum* und *Buxus sempervirens* ins Riß-Würm-Interglazial. Aber dazu will KILIANS bestimmte Angabe wenig passen, daß die Lignitsande von Voglans und Sonnaz bei Chambéry gleichfalls mit *Buxus sempervirens* der Postwürmzeit angehören (Laufenschwankung). Überhaupt ist vorläufig das starre Schema noch nichts weniger

¹⁾ „Physiographie des Tian-Schan“, die einen ersten Überblick über die in jahrelanger opferfreudiger Forschertätigkeit gewonnenen Ergebnisse und Lichtbilder gab.

²⁾ „Die Höttinger Breccie und ihre interglaziale Flora.“ Verh. Naturw. Ver. Hamburg 1911.

als ausdehnungsfähig¹⁾, und es ist entschieden zweckmäßig, KILIANS Worte 1911: „Die Moränen der beiden ältesten Eiszeiten, der Günz- und Mindelzeit PENCK-BRÜCKNERS, sind bis zum heutigen Tage in den französischen Alpen und ihrem Vorlande noch nicht aufgezeigt worden“, zu beherzigen(a. a. O., S. 33).

3. Das dritte Problem alpiner Morphogenie, die Präglaziallandschaft, ist von SÖLCH in einem Vortrage über die „Geomorphologie des steirischen Randgebirges“ und in einem höchst inhaltreichen Festschriftaufsatz behandelt worden. In letzterem faßt er seine Ergebnisse für das Brennergebiet bezüglich eines alten Niveaus, einer präglazialen Landoberfläche in der Höhe von 2100—2300 m, in die Worte²⁾: „Diese Angaben zeigen unter einem, daß es wirklich in gleicher Weise in Quarz- und Kalkphylliten, in Glimmerschiefern und Graniten auftritt, während umgekehrt die gleichen Gesteine in verschiedenen Höhen erscheinen. Man wird also „die Konstanz der Gipfelhöhen“ hier nicht auf ein oberes Denudationsniveau zurückführen dürfen, das entschieden von den Gesteinen einigermaßen abhängig wäre. Überdies handelt es sich nicht eigent-

¹⁾ Wie dürftig selbst in den bekanntesten Gegenden die geologischen Grundlagen der bestehenden Hypothesen sind, zeigt auch AMPFERERS Ausspruch über das Gebiet der Inntalterrassen: „Wenn, wie ich überzeugt bin, die enge genetische Verbindung von Endmoränen und Schotterfeldern nicht besteht, so fällt damit die von PENCK und BRÜCKNER auf diese Verbindung gebaute Glazialstratigraphie zusammen. Eine neue zu schaffen, kann nur die Aufgabe einer Generation von sorgfältig kartierenden Feldgeologen sein. Mit theoretischen Überlegungen können solche Fragestellungen wohl schärfer betont und vertieft, jedoch nicht erledigt werden“ (Verh. k. k. Geol. Reichsanst. 1912, S. 167). Um zu zeigen, daß diese Forderung nicht nur „pro domo“ aufgestellt ist, sondern den tatsächlichen Bedürfnissen der Eiszeitforschung entspricht, sei die Ansicht eines Geographen gleichfalls zitiert. E. DE MARTONNE schreibt (Principes de l'analyse morphologique des niveaux d'érosion appliquée aux vallées alpines. C. R. Ac. Sc. 1911, 153, S. 309): L'interprétation des résultats de l'analyse morphologique n'est évidemment possible qu'à la lumière d'une analyse géologique. Wie andererseits rein theoretische Spekulationen zur Divergenz neigen, zeigt auch PASSARGES hochinteressante Eiszeitdeduktion (Physiologische Morphologie. Hamburg 1912), die ergibt, „daß, die Richtigkeit der bisherigen Darstellungen der vier Schotter- und Terrassensysteme vorausgesetzt, die angeblichen vier Eiszeiten der Alpen zu zwei Eiszeiten zusammenschrumpfen.“ — „Diese Resultate sind gewiß nicht uninteressant und vielleicht geeignet, die Untersuchungen über die Eiszeit der Alpen auf eine neue Grundlage zu stellen, zumal auch von Beobachtern im Felde immer mehr Material geliefert wird, das geeignet erscheint, die Lehre von den vier Eiszeiten der Alpen zu erschüttern und auf einfachere Vorgänge zurückzuführen“ (a. a. O., S. 129, 130).

²⁾ „Zur Entwicklungsgeschichte der Brennergegend.“ Festschr. d. Deutsch. Rundschr. f. Geogr. 1912, S. 413.

lich um Gipfel-, sondern um Kammhöhen; so wenig sind die Kämme gescharttet. Auch kann man die Gleichheit der Höhen nicht etwa einer nivellierenden Tätigkeit der eiszeitlichen Vergletscherung zuschreiben; nur die Rundung der Form ist ihr Werk. Dies alles zusammen: die weite Verbreitung des Niveaus, die fast verschwindende Schartung der Kämme, die Unabhängigkeit des Niveaus von der Gesteinbeschaffenheit und -lagerung, weisen auf eine alte Einebnungsfläche hin, die selbst im Gebiete des Brixener Granits eine Breite von 8 km, im Bereiche der Schiefer des Wipptales sogar von 10—12 km erreichte, und über die sich dann ein reifes Mittelgebirge zu beiden Seiten erhob. Diese Einebnungsfläche kann natürlich nur in geringer Höhe über dem Meeresspiegel entstanden sein und hat ihre heutige Höhe erst durch eine Hebung erhalten, deren Betrag auf 2000 m geschätzt werden muß. Doch erfolgte sie, wie es scheint, nicht auf einmal, sondern in Absätzen und mit Schwankungen, und auch nicht gleich stark im Norden und Süden, sondern in Verbindung mit einer Schrägstellung. So wenigstens könnte man am einfachsten die Tatsache erklären, daß das Gefälle der Einebnungsfläche gegen Norden heute gleich Null, gegen Süden aber etwa 4 Proz. beträgt. — Das Ergebnis der Hebung für die Formentwicklung der ganzen Gegend aber war, daß die alte Einebnungsfläche wieder zerschnitten wurde und sich in eine Gebirgs- und Talandschaft umwandelte, die sich — bald mehr, bald minder — dem Reifezustand näherte. Am Beginn des Eiszeitalters war sie dem jedenfalls sehr nahe gekommen, ohne daß jedoch jenes wichtige Niveau völlig verwischt worden wäre.“

Diese wichtige Feststellung fügt sich recht gut dem unlängst in dieser Zeitschrift 1912 für die Westschweiz gegebenen Formentwicklungsschema ein. SÖLCHS „altes Niveau“ entspräche etwa der pliocänen Peneplain der Westalpen, seine (oberpliocäne?) Hebung und Verbiegung führte gleichfalls zur Bildung der fast „reifen präglazialen Talandschaft“, die dann wohl erst durch nochmalige Hebung den Gletschern ein weiteres Eintiefen gestattete. Freilich steht hinter dieser (weil unabhängig gewonnen doppelt erfreulichen) Übereinstimmung die noch ungeklärte Altersfrage der Gipfelhöhenpeneplain der östlichen Zentralmassive, für die nach BRÜCKNER, MOJSISOVICS u. a.¹⁾ event. ein miocänes Alter in Betracht käme. Dieser Punkt

¹⁾ Eine miocäne Landoberfläche fand auch N. KREBS in den „nördlichen Alpen zwischen Enns, Traisen und Mürz“. Geogr. Abh. VIII, 2, S. 36, 37. Wien 1904.

ist um so wichtiger, als wir in den Ostalpen auf diese Weise Anzeichen einer tektonischen Ruhepause fänden gerade für die Phase, in der in den Westalpen die jüngstmiocänen Deckenschübe sich ereigneten.

So würde sogar die Altersfrage der etwaigen ostalpinen Überschiebungen auf morphologischem Wege in eine neue Beleuchtung gerückt: STEINMANN'S „ostalpine Decke“ trüge also einerseits Reste miocäner Flächen [sogar z. T. mit ihrer alten Flußschotterbedeckung¹⁾], wäre aber andererseits wieder der üblichen Meinung nach die jüngste der Alpendecken; gehörte somit etwa der pontischen Zeit, dem Unterpliocän, an! Dieses Beispiel mag zeigen, wie eng der Zusammenhang der Morphologie mit der Tektonik ist, und daß die eine ohne die andere leicht irgehen kann.

4. Die Geologie und Morphologie der Kolonien war durch zwei Vorträge über Deutsch-Ostafrika vertreten. Sowohl FR. JAEGER als V. STAFF war es gelungen, mehrere Abtragungszyklen in den von ihnen untersuchten Gebieten festzustellen und die vorhandenen Inselberge als normale Bestandteile des fluviatilen Formenschatzes zu erklären. Zugleich ergab sich, daß die Inselberge der beiden Gebiete insofern doch zwei gänzlich verschiedenen Typen angehören, als im Süden es sich um echte Härtlinge handelte, während im Norden wohl die basisfernen Reste einer älteren höheren Fläche, die sich teilweise sogar auf einigen tafelbergartigen Kuppen erhalten zu haben schien, vorlagen. Während im Süden epeirogenetische Hebungen und Flexurverbiegungen nach Art der von PENCK 1908 betonten südostafrikanischen Flexurküste²⁾ nachweisbar waren, gelang es JAEGER, für den Verwerfungscharakter der bisher nur auf gut Glück als Bruchzone bezeichneten zentralafrikanischen Gräben Anhaltspunkte (durch Dislokation zerschnittene Krater usw.) zu finden. Zugleich ergab sich, daß die morphologisch und damit offenbar auch geologisch sehr jungen Hauptverwürfe zeitlich dem Vulkanismus folgten, und sogar z. T. durch die offenbar verfestigten Schlotausfüllungen aus ihrer Richtung gedrängt erschienen³⁾. Die oft sehr erheb-

¹⁾ Vgl. v. MOJSISOVICS: Erläuterungen zur geologischen Karte von Österreich-Ungarn, SW-Gruppe 19, Ischl und Hallstadt 1905, S. 53—56, sowie v. STAFF: a. a. O. 1912, S. 63—67.

²⁾ Sitzungsber. Kgl. Preuß. Akademie d. Wissenschaften 1908, XI, S. 255—256.

³⁾ Diese Verhältnisse erinnern etwas an isländische Vorkommen. Vgl. RECK in Anh. z. d. Abhandl. Kgl. Preuß. Akademie d. Wissenschaften 1910, S. 15.

lichen Kraterkessel (die auf UHLIGS, JAEGERs und WEISS' vorzüglichen Karten für diese Gegend so typisch erscheinen), wurden (im Gegensatze zu KIRSCHSTEINs Auffassung) als Einstürze, nicht als Explosionen gedeutet. —

Die Exkursionen zeigten vorwiegend lokale Glazialphänomene und den allgemeinen geologisch-tektonischen Aufbau zwischen Franzensfeste und Bozen, den ein „Geologischer Führer für den Ausflug nach Südtirol“ von Herrn BLAAS erläuterte. Obwohl das Wetter meist ungünstig war, bot doch die Mendel und der Penegal fast wolkenlos den unvergleichlichen Einblick ins Tirol.

Die Tagung hinterließ mehr den Eindruck, daß zahlreiche Arbeiter am Werk seien, als daß das Gebäude der geologisch-morphologischen Alpenforschung bereits überall gesicherte Grundfesten hätte. Weniger als ein stolzes Aufzeigen des schon sicher gewonnenen, als ein Hinweis auf die alpinen Probleme und erste Lösungsvorschläge erschienen die Vorträge und Diskussionen¹⁾. Ein reiches Feld harrt hier noch der Ernte, aber zuvor auch des geduldigen Bestellens. Möchten doch hier neben den Geographen auch die Geologen an dieser Aufgabe mitarbeiten, und möchte vor allem allmählich auch eine exakte geologische Kartierung in größerem Maßstabe die solide Unterlage geben für klarere Erkenntnis und den weiteren Ausbau von PENCK-BRÜCKNERs gewaltigem Entwurfe der „Alpen im Eiszeitalter“.

Zu dem Vortrage spricht der Vorsitzende.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v.

w.

o.

ZIMMERMANN.

STREMME.

RAUFF.

¹⁾ Inzwischen sind auch von geographischer Seite einige Besprechungen der Tagung erschienen, von denen neben der objektiven Darstellung von LANGHANS (PETERMANNS Mitt. 1912, II) noch die Darstellung von PENCK (Zeitschr. Ges. f. Erdk., Berlin 1912, S. 471) genannt sei. „Die Entstehung der Trogtäler zur Eiszeit“ behandelt v. DRYGALSKI (PETERMANNS Mitt. 1912, Juliheft) und betont die Bedeutung seitlich quellender Eisbewegungen an der Talsohle, auf die er bereits in der Diskussion hingewiesen hatte.

Briefliche Mitteilungen.

16. Dwykakonglomerat und Karroosystem in Katanga.

Von Herrn E. GROSSE.

Mulangale, den 15. Februar 1912.

Bei meinen Prospektierungsarbeiten im Kundelungugebirge, die ich im Auftrage der Société industrielle et minière du Katanga in Brüssel unternahm, fand ich an verschiedenen Stellen ein meist mächtiges Konglomerat, das die Kennzeichen einer fossilen Grundmoräne besitzt. In einer teils sandigen, teils tonigen, roten oder grünlichen ungeschichteten Grundmasse enthält es locker und regellos eingestreut Geschiebe von Quarziten, Gangquarzen, Tonschiefern, Graniten, Quarzporphyren, Porphyriten von Eiggröße bis zu einem Durchmesser von $\frac{1}{2}$ m und mehr. Die Geschiebe sind teils tadellos gerundet, teils zeigen sie aber ebene und scharf geschrämmte Schliffflächen, so daß wohl kein Zweifel besteht, daß das Konglomerat glazialen Ursprungs und ident mit dem **Dwykakonglomerat Südafrikas** ist. Die Mächtigkeit schwankt. Die größte beobachtete Mächtigkeit beträgt über 100 m. Das Liegende fand ich nur einmal gut aufgeschlossen. Es zeigte sich da, daß das Konglomerat konkordant über den liegenden Schichten folgt, und daß es sich ganz allmählich aus einer grünlichen grobkörnigen Arkose entwickelt, indem in deren hangendem Teile sich nach und nach zuerst vereinzelte, dann zahlreichere Geschiebe einstellen.

Über dem Dwykakonglomerat folgt eine Zone von grauen Kalken, die an der Basis stellenweise als Plattenkalke entwickelt sind, und von roten sandigen Kalken. Die Mächtigkeit beträgt im Maximum 30—40 m. Durchgehenden Charakter besitzt diese Zone jedoch nicht. Sie wird stellenweise von roten Schiefertönen und Arkosen ersetzt.

Über der Kalkzone folgt im Süden eine mehrere hundert Meter mächtige Zone von roten und violetten Mergel-

schiefern mit wenigen dünnen Kalkbänken. Im mittleren und nördlichen Teil des Kundelunguplateaus ist diese Zone ebenfalls in der Facies von roten Schiefertönen und Arkosen entwickelt.

Hierüber kommt eine von Arkosen fast völlig freie Zone von roten Schiefertönen mit ganz vereinzelt grünlisch-grauen Lagen, auch Bänken. Ihre Mächtigkeit beträgt im mittleren Kundelungu über 300 m.

Zu oberst läßt sich alsdann eine ca. 400 m mächtige Zone von roten, dickbankigen Arkosen, die mit roten Schiefertönen abwechseln, unterscheiden. In den untersten 50—80 m dieser Zone stellen sich im mittleren Kundelungu vereinzelt dünne Bänke grauen Kalkes ein; auch sind die Schiefertöne in mehreren Bänken als Schiefermergel entwickelt.

Die beiden letzteren Zonen bilden im wesentlichen den Körper des Kundelungugebirges und werden von CORNET und STUDDT als Kundelungusystem bezeichnet und als vom Alter der Eccä-Schichten betrachtet. Sie bilden aber nur den obersten Teil derselben, während die beiden übrigen von mir oben unterschiedenen Zonen nebst dem Dwykakonglomerat, das einen durchgehenden Charakter hat, den liegenden Teil der Eccä-Schichten darstellen. Dieser Teil ist offenbar das, was STUDDT mit Lufira-Schichten bezeichnet, und von denen er sagt, daß sie diskordant von den Kundelungu-Schichten überlagert seien. Diese Annahme, sowie die, daß die Kundelungu-Schichten ungefaltete seien, ist aber falsch, wie sich am mittleren Kafira zeigte, wo sie zu einem NW streichenden, nach NO überkippten Sattel zusammengefaltete sind. Allerdings sind die Lagerungsverhältnisse im übrigen Teil des Kundelungu im großen und ganzen sehr wenig gestört, d. h. die Faltung hat hier ein nur geringes Maß erreicht.

Die übrigen Schichten des Karroosystems, d. h. Beaufort- und Stormberg-Schichten sind im Kundelungugebirge nicht vorhanden, sei es, daß sie überhaupt nicht abgelagert wurden, sei es, daß sie bereits der Erosion zum Opfer gefallen sind.

Im inneren Teil des Kongobeckens wurden als ihre Äquivalente CORNETS Lualaba- und Lubilash-Schichten abgelagert.

Ich hoffe, später auf denselben Gegenstand ausführlicher zurückkommen zu können.

17. Zur Geologie der Vall' Adrara.

Von Herrn H. RASSMUSS.

(Mit 3 Textfiguren.)

Berlin, den 12. April 1912.

Die lombardischen Kalkalpen zwischen Adda- und Oglio-Tal, Como- und Iseo-See, werden durch drei Haupttäler gegliedert, das Brembo-, Serio- und Cherio-Tal. Das zwischen dem Cherio-Tal, Val Cavallina genannt, und dem Iseo-See gelegene Gebiet wird von der Vall' Adrara durch den Torrente Guerna zum Oglio entwässert. Ihr fließen von Westen nur kleinere Bäche, von Osten die Val Serle, Val Pezze und Val Maggiore (Tal von Viadanica) zu. Im Westen trennt der Kamm des Monte di Grone oder di Gaiana (1192 m) das Adraratal von der Val Cavallina, im Norden der Monte Torrezzo (1378 m) von dem Tal von Endine, dessen Gewässer von einer Talwasserscheide nach Westen zum Lago di Endine in der Val Cavallina, nach Osten zum Borlezza-Tal und Iseo-See abfließen. Im Osten endlich erhebt sich der Mte. Bronzone (1334 m) zwischen Vall' Adrara und Iseo-See.

Das Gebiet der Vall' Adrara ist, abgesehen von den älteren Übersichtskarten von VON HAUER¹⁾ und CURIONI²⁾ auf der Carta geologica della Provincia di Bergamo 1881 von ANTONIO VARISCO dargestellt und in den Erläuterungen³⁾ kurz behandelt. Es gewann durch eine Notiz PARONAS⁴⁾ besonderes Interesse, der von hier aus dem unteren Lias eine neue *Rhynchonellina* beschrieb, die mit *Terebratulina gregaria*, dem Leitfossil des Rät, zusammen vorkommen sollte. Die geologische Karte der Lombardei von TARAMELLI⁵⁾ 1890 ließ eigenartige tektonische Verhältnisse in der Form des Alpenrandes vermuten. In neuerer Zeit ist das Gebiet der Vall' Adrara von BALTZER auf seiner Übersichtskarte der Umgebung des

¹⁾ F. v. HAUER: Geologische Übersichtskarte der Schichtengebirge der Lombardei. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. IX, Wien 1858.

²⁾ G. CURIONI: Geologia applicata delle provincie lombarde mit Karte 1:172 800. Milano 1877.

³⁾ Note illustrative della carta geologica della provincia di Bergamo. Bergamo 1881.

⁴⁾ C. F. PARONA: Sopra alcuni fossili del lias inferiore di Carenno, Nese ed Adrara nelle Prealpi Bergamasche. Atti Soc. Ital. di Sc. Nat. 27. Milano 1884.

⁵⁾ Carta geologica della Lombardia 1:250 000. Milano 1890.

Iseo-Sees mit dargestellt und einzelne Beobachtungen in seiner Geologie der Umgebung des Iseo-Sees und in TORNQVISTS Geologischem Führer durch das oberitalienische Seen-Gebirge angeführt¹⁾.

Den untersten Lias zu untersuchen und seine Ausbildung mit der in den westlichen lombardischen Alpen²⁾ zu vergleichen, war eine der Aufgaben, die ich mir bei der Untersuchung des Gebietes im letzten Herbst stellte. Eine zweite lag in dem Studium des Gebirgsbaues.

I. Physiographie.

Erreicht man vom Iseo-See das zu schildernde Gebiet, so wird man von dem Kontrast des Landschaftsbildes überrascht. Das übertiefte See-Tal, das sich in dem breiten Troge der Val Camonica nach Norden fortsetzt, zeigt überall die typischen Formen glazialer Erosion, die zu oft beschrieben sind, als daß eine neue Schilderung verlohnte³⁾. Ganz anders, wenn man einen der Berge des Adrara-Gebietes ersteigt. Der Gipfel des Bronzone bietet eine lehrreiche Aussicht. Nach Norden schweift der Blick über eine sanftwellige Landschaft, deren weite grüne Wiesenflächen nicht selten mit einzelstehenden Häusern besetzt sind. Die Berggipfel, deren Höhe 1300 m nicht viel übersteigt (Mte. Torrezzo 1378 m, Mte. Bronzone 1334 m, Mte. Gremalto 1324), erheben sich nur als flache runde Buckel über die allgemeine Oberfläche von ca. 1000 bis 1200 m Höhe. Sie gehören alle demselben Niveau an, gleichviel ob sie aus rätischem Riffkalk bestehen, der zu jähren Abstürzen neigt wie der Bronzone, oder aus liasischem Plattenkalk oder rätischen Mergeln. Auf den Kämmen, die zum Teil wie die Cresta Campidelli in der nördlichen

¹⁾ A. BALTZER: Geologie d. Umgeb. d. Iseo-Sees. Geolog.-Paläont. Abhandl., herausgeg. von KOKEN, Jena 1901 und „Der Iseo-See u. s. Umgeb.“ in TORNQVIST, Geol. Führer, Berlin 1902, S. 141—179.

²⁾ vgl. KRONECKER: Zur Grenzbestimmung von Trias und Lias in den Südalpen. Centralbl. f. Min., 1910 und RASSMUS: Zur Geologie der Alta Brianza. Centralbl. 1910 und Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Alta Brianza. Geol. Paläont. Abhandl., herausgeg. von KOKEN, Jena 1912.

³⁾ Es sei mir gestattet, nur auf eine Kleinform hier hinzuweisen, den Riesentopf („Pozzo glaciale“) von Tavernola (vgl. SALMOJRAGHI: Boll. Soc. Geol. Jt. 1902, S. 221). Seine — von SALMOJRAGHI bestrittene — fluvioglaziale Entstehung ist außer jedem Zweifel, wie ich mich an Ort und Stelle überzeugen konnte. Ich verweise im übrigen auf BALTZERS Beschreibung mit Abbildung a. a. O.

Fortsetzung des Bronzone von der erneuten Erosion zugeschärft sind, führen Maultierpfade entlang. Die Bergkämme sind keine Verkehrshindernisse, sondern vielmehr die natürlichen Verbindungswege zwischen den Resten der alten Oberfläche. Diese ist jetzt von tiefen Tälern V-förmigen Querschnittes zerschnitten, die uns einen neuen Erosionszyklus anzeigen. Die Täler, die kaum das Reifestadium erreicht haben, sind daher wenig besiedelt und nur ein Hemmnis des Verkehrs. So sehen wir hier zwei Zyklen der Talbildung deutlich ausgeprägt, den sehr weit fortgeschrittenen älteren, wohl pliocänen Alters, dem die besiedelten Hochflächen angehören, und den neuen Zyklus wohl glazialen Alters mit jungen tiefen Tälern.

Die alte Oberfläche setzt sich, wie der Blick von Mte. Gremalto (1324 m) lehrt, nach Westen, durch die Val Cavallina und den steilwandigen Glazialtrogl des Lago di Endine unterbrochen, über den Lias des Mte Misma (1160 m) ebenso wie über das nördlich anstoßende Rät- und Hauptdolomitgebiet fort. Von der geologischen Struktur des Untergrundes und der Gesteinsbeschaffenheit zeigt sie keinerlei Abhängigkeit. Nach Norden steigt die pliocäne Oberfläche an. Jenseits der breiten Einsenkung von Riva di Solto bei Lovere, die ihre Entstehung der glazialen Transfluenz zur Val Cavallina im SW und durch das Borlezza-Tal zur Val Seriana im NW dankt¹⁾, treten dieselben Formen im Trias-Gebiet wieder auf. Der nach Westen sanft sich senkende Buckel des Mte. Alto 1720 m, aus Muschelkalk bestehend, hat fast dieselbe Höhe wie der ebenso sanftwellige Mte. Pora 1678 m aus weichen Raiblerschichten. Die Erosion war so weit vorgeschritten, daß der Härteunterschied der Gesteine keinen wesentlichen Einfluß mehr auf die Höhe der Berge ausübte. Nach Osten sind beide Berge in gleicher Weise von der Val Camonica unterschritten. Erst in der Ferne ragen im Norden die steilen Kalkwände der Presolana 2505 m auf, jenem Zuge triadischer Kalkklötze angehörend, die in der Eiszeit Lokalgletscher trugen. Im Osten des Iseo-Sees sind weitere Flächenreste im Mte. Guglielmo zu suchen.

Diese alte Landoberfläche gleicht in ihrem Entwicklungsstadium ebenso wie in ihrer relativen Höhenlage durchaus derjenigen, die ich in der Alta Brianza beschrieb²⁾ und ist ebenso wie diese mit der „Mittelgebirgslandschaft“ PENCKs³⁾

¹⁾ PENCK, Alpen im Eiszeitalter, S. 829.

²⁾ a. a. O., S. 12.

³⁾ a. a. O., S. 912.

im Gardasee-Gebiet zu parallelisieren. Ihre Entstehung ist dementsprechend wohl in das Pliocän zu setzen. Die post-pliocäne Hebung zwang die Täler, sich von neuem einzuschneiden. Dafür liegt im Adrara-Tal selbst der Beweis in Gestalt von Terrassenresten vor. Am linken Ufer sind Stücke des einstigen Talgehänges bei C. Lavidesco 877 m, von Cislone bis Zilvello 864—981 m, bei C. della Bettina 777 m erhalten, auch am rechten Ufer sind sie an den Abhängen des Mte. Grone zu erkennen.

Ein alter Talboden ist im Unterlauf der Vall' Adrara, im Flyschgebiet, ausgezeichnet am rechten Nebental der Val la Nembra-Val Foresto zu verfolgen. Die Wasserscheide 344 m zwischen der Nembra, die bei Gazzenda in den T. Guerna (Adrara-Tal) mündet, und dem T. Odria, der von Foresto kommend scharf nach Süden umbiegt, ist ein Stück dieses alten Talbodens, der am Rand des Beckens von Foresto noch weiter zu verfolgen ist. Die Sattelhöhe entspricht den Terrassen von Ca. Gallo 350 m und Dossale 360 m. Das ursprüngliche Tal folgte dem Streichen der Schichten von Foresto bis Gazzenda. Der im Süden vorgelagerte Kamm des Mte. Segna-Pta. Pomaride wurde wohl von einem nach Süden abfließenden Bach durchsägt, und der T. Odria fast im rechten Winkel nach Süden abgelenkt, da der neue Weg zum Hauptfluß (Oglio) und zur Ebene kürzer, das Gefälle größer war.

Sehr deutlich ist der ehemalige Talboden auch im Tal von San Antonio erhalten. Er mündet in ca. 600 m bei Grone in ein weites Becken, dem die Terrassen von C. Ronchi 629 m oberhalb Grone, von Fle. Fou am Mismakamm und des Mte. Fossano 589 m im Süden angehören. Die Straße von San Antonio folgt dem alten Talboden und steigt erst gegenüber Grone in vielen Windungen zu der Schlucht herab, die sich jetzt der Bach der Val Calvarola eingegraben hat.

Den bisher geschilderten Erosionsterassen pliocänen Alters stehen Akkumulations-Terrassen gegenüber, deren Entstehung in die Glazialzeit fällt. Eine sehr deutliche Schotterterrasse ist in der Vall' Adrara von Adrara bis nördlich Villongo entwickelt. Der T. Guerna hat sich 20—30 m tief in sie eingeschnitten. Stellenweise ist eine zweite nur ca. 2 m hohe Terrasse in sie eingeschachtelt. Das Material der Adrara-Terrasse sind braungefärbte angewitterte Schotter, und zwar nur Kalkgerölle, die von den umliegenden Bergen stammen.

Diese Zusammensetzung unterscheidet sie scharf von der Niederterrasse bei Villongo selbst, die aus den Moränen von Sarnico und Paratico hervorgeht. Ebenso verbietet der Höhen-

unterschied jede Vereinigung. Die Adrara-Terrasse liegt unterhalb Viadanica bis zu ihrem Ende bei Ca. Rocco in 280 m Höhe, die Niederterrasse bei Villongo nur in ca. 230—240 m. Die Adrara-Terrasse wird nach Süden von einer Moräne ohne jede Schichtung mit gekritzten Geschieben begrenzt, die den vorspringenden Hügel nördlich der Vereinigung der alten und neuen Straße von Sarnico nach Adrara bei der Mühle (Punkt 217 m auf der Tavoletta Trescorre-Balneario) zusammensetzt. Sie enthält große Flychblöcke und ziemlich zahlreiches krystallines Material sowie Porphyre und permische Sandsteine aus der unteren Val Camonica; die Kalkgeschiebe sind stets frisch und ganz verschieden von den angewitterten der Adrara-Terrasse, die oft schon von einer Sinterkruste überzogen sind. Einen Zusammenhang dieser Moräne, die als Jungmoräne anzusehen ist, mit der Adrara-Terrasse erscheint wegen der gänzlichen petrographischen Verschiedenheit ausgeschlossen. Es ist daher unmöglich, die Adrara-Terrasse als Niederterrasse aufzufassen, wie sie auf BALTZERS Übersichtskarte ausgeschieden ist¹⁾. Sie zeigt auch kein Gefälle nach Norden. Die Jungmoräne stimmt in ihrer Zusammensetzung vollständig mit der Niederterrasse von Villongo überein. Die Schotter der Vall' Adrara dagegen sind mit STOPPANI²⁾ als Staubildungen aufzufassen. Das Adrara-Tal war durch Moränen verbaut und der Fluß daher gezwungen, sein Material abzulagern. So erklärt sich die einheimische Zusammensetzung und das Gefälle der Schotter.

Den lokalen Ursprung erkennt man auch deutlich in der Lagerung der schlechtgeschichteten Schotter und Lehme bei Le Fornaci (Campo Matto) an der Mündung des Nembra-Tales. Ihre nahe Herkunft wird schon von STOPPANI, dessen vortreffliche Beobachtungen stets hervorzuheben sind, a. a. O. erwähnt. Das Liegende wird hier von Tonen gebildet, deren Material wohl als ein verschwemmter Überrest der pliocänen Verwitterungsschicht der weit abgetragenen Flyschberge der Umgebung anzusehen ist. In ihnen sind die Reste von *Bos primigenius* und *Cervus elaphus* gefunden; sie werden daher in das Interglazial gestellt³⁾.

¹⁾ Die Angabe MOEBUS' (Der diluviale Ogiogletscher. Mitt. d. Naturf. Ges. in Bern 1901, S. 56): „Ein weiterer Moränenlappen bedeckt das Val Adrara“ ist ebenso wie die Darstellung auf der beigegebenen Karte ungenau und irrtümlich.

²⁾ Era neozoica S. 246.

³⁾ Vgl. STOPPANI: Corso di Geologia II und Era neozoica, a. a. O. — VARISCO: a. a. O., S. 23 u. 41. — SACCO: Apparato morenico del

II. Stratigraphie.

Die ältesten im Gebiet der Vall' Adrara auftretenden Schichten gehören der obersten Trias, der rätischen Stufe, an. Sie haben eine weit größere Ausdehnung als auf BALTZERs und VARISCOS Karte zu ersehen ist. Der Hauptgipfel, der Monte Bronzone, ist aus Rätalkalk zusammengesetzt. Die rätischen Schichten gliedern sich, wenn wir der auch hier im wesentlichen gültigen Einteilung STOPPANIS¹⁾ folgen, in zwei Hauptabteilungen, die Contorta-Schichten im Liegenden und den Conchodon-Dolomit im Hangenden. Die Contorta-Schichten selbst werden von einer unteren, mehr mergeligen Gruppe, der Bactryllium-Zone STOPPANIS, und einer oberen, mehr kalkigen, der *Terebratula gregaria*-Zone gebildet. Sie entsprechen der „schwäbischen“ und „karpathischen Facies“ E. SUESS' in den Nordalpen, ohne petrographisch oder paläontologisch scharf trennbare Zonen im strengen Sinne darzustellen.

Die Bactryllium-Zone ist in der Vall' Adrara in typischer Weise ausgebildet. Dunkle, weiche Mergelschiefer mit zahlreichen Abdrücken von *Bactryllium striolatum* HEER — wahrscheinlich einer Diatomee — stehen bei der Kapelle, die die Höhenzahl 747 auf dem Blatt Sarnico trägt, an dem Maultierweg von Adrara S. Martino nach dem Albergo S. Fermo an. Dieselben Schichten, die den Kern einer Antiklinale bilden, sind an dem Paß unmittelbar nördlich des Gipfels des Bronzone ebenfalls mit zahlreichen Bactryllien abgeschlossen²⁾. Daneben treten dort ebenso wie am Abhang des Mte. Grone am gegenüberliegenden Ufer der Vall' Adrara eisen-schüssige Kalke und Mergelkalke auf, die voll kleiner Gastropoden, Chemnitzien und Turbiniden von wenigen Millimetern Größe sind. Andere Bänke zeigen zahlreiche Durchschnitte von rätischen Bivalven.

Nach oben werden die Schichten kalkiger, die Schiefer treten zurück, und zwischen die Mergelschichten schalten sich kompaktere Kalkbänke ein, so daß terrassenförmige Verwitterungshänge entstehen. Das ist die *Terebratula gregaria*-Zone

Iago d'Iseo 1894, S. 12. — MOEBUS: a. a. O., S. 63. — BALTZER: a. a. O., S. 159. — PENCK: a. a. O., S. 834.

¹⁾ Géologie et Paléontologie des couches à *Avicula contorta*. Pal. Lomb., Milano 1865.

²⁾ BALTZER (a. a. O., S. 37) hat sie mit Ammonitico Rosso verwechselt. Dann müßten zugleich die jüngsten Schichten im Gewölbekern sitzen.

oder die Azzarola-Schichten, wie sie STOPPANI nach der klassischen Lokalität am Mte. Barro westlich Lecco nannte. Fossilien sind hier im allgemeinen selten. Im Hangenden nimmt der Kalkgehalt immer zu. Die grauen Kalke zeigen sich von den mit weißem Kalkspat ausgefüllten Kelchen von Korallen durchzogen, die an der Oberfläche auswittern: die Madreporen-Schichten; der rätische Korallenkalk bildet die Grenz- und zugleich die Übergangszone zum oberen Rät, dem Conchodon-Dolomit STOPPANIS. Dieser besteht im hier beschriebenen Gebiete aus einem ca. 100 m mächtigen grobgebankten hellen Kalke, der als eine steile Mauer im Landschaftsbilde hervortritt. Er bildet die rauhen Abstürze, die den Gipfel des Monte Grone im Süden umgürten, ebenso wie die 200 m hohen Steilhänge über dem Guerna-Tal aufwärts Adrara S. Rocco. Die jähren Wände, mit denen der Gipfel des Mte. Bronzone nach Westen zur Vall' Adrara abfällt, sind aus Conchodon-Dolomit zusammengesetzt.

Der Conchodon-Dolomit ist im Adrara-Gebiet ziemlich gleichmäßig entwickelt. Er besteht meist aus wohl ziemlich reinem Kalk und kommt damit der Ausbildung im Albenza¹⁾ nahe; dolomitische Gesteine beobachtete ich in dem Rätprofil am Ufer des Iseo-Sees, zwischen Tavernole und Predore. Fossilien habe ich nicht gefunden; von CURIONI wird *Conchodon* von Fonteno und Predore außerhalb des engeren hier behandelten Gebietes erwähnt²⁾.

Die Verbreitung des Rät verdient eine kurze Beschreibung, da sie infolge der schärferen, im folgenden zu begründenden Abgrenzung ein sehr verändertes Bild gegenüber der Darstellung auf den bisherigen Karten zeigt. Rätische Schichten umziehen den südlichen Abhang des Mte. Grone bis C. Gaiana, östlich Berzo in der Val Cavallina. Sie steigen am östlichen Abhange fast bis zum Gipfel und senken sich dann in die Vall' Adrara hinab. Die nördliche Grenze verläuft bei C. Vallalone über die Kalkwände oberhalb des Baches zum Knie der Guerna. Die Schichtköpfe der höheren Rätschichten sieht man von hier als helle Mauern zur Pta. Piagno 1224 m nördlich des Bronzone hinaufziehen. Die Schichtflächen bilden den Abhang zum Colle Dadine und der Corna di Vago, so daß die Ausdehnung nach Osten bis an das Tal von Vigolo (la Vallina) reicht. Den Bronzone und seine Fortsetzung nach Südwesten, den Kamm des Corno Nero, zusammen-

¹⁾ Vgl. KRONECKER: a. a. O.

²⁾ Wie BALTZER in seiner Tabelle angibt, a. a. O., S. 42.

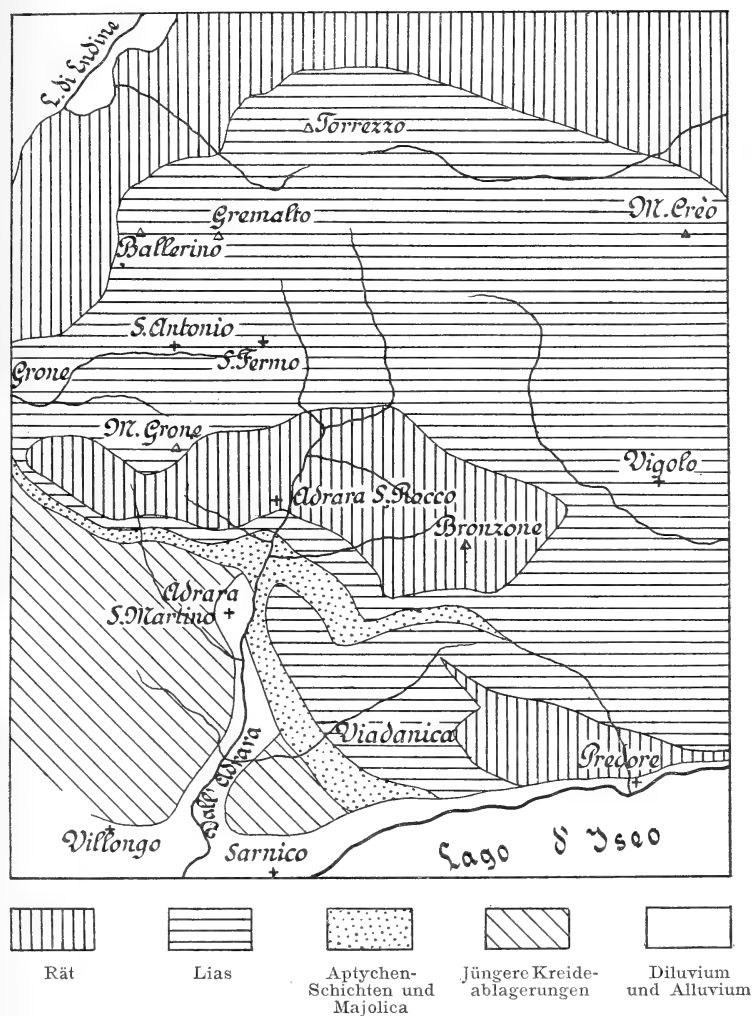


Fig. 1.
Geologische Skizze der Umgebung der Vall' Adrara.
Maßstab 1 : 100 000.

setzend, fällt der Conchodon-Dolomit mit steilen Wänden nach Süden zum Tal von Viadanica (Valle Maggiore) ab. Vom Corno Nero verläuft die Südgrenze nach Adrara S. Rocco und zieht sich dann südlich Costa wieder zum Südhang des Monte Grone hinauf. Der ganze westliche Abhang des Bronzone, in den die Val di Serle, den weichen Schieferne der Bactryllium-Zone folgend, subsequent eingeschnitten ist, gehört dem Rät an.

Im Süden dieses geschlossenen Rätgebietes, durch die Mulde von Viadanica getrennt, kommt das Rät im Predore-Gewölbe von neuem an die Oberfläche. Der Conchodon-Dolomit setzt sich hier nach Osten im Corno di Predore bis nördlich des Pozzo Glaciale am Seeufer fort, im Westen bildet er die Steilwände des Corno Buco und streicht infolge einer Verwerfung bis an das Tal von Viadanica nahe Lerano.

Im Norden des Rät-Gewölbes von Adrara dehnt sich ein weites Liasgebiet aus. Dieses wird nach Norden wieder von rätischen Schichten begrenzt. Sie streichen vom Monte Misma über die Val Cavallina nördlich Grone, am Westabhang des Mte. Ballerino, am nördlichen Abhang des Mte. Gremalto und Torrezzo auf Fonteno und enden in den unteren Wänden, mit denen der Mte. Creò (1106) zum Iseo-See abstürzt.

Die obere Abgrenzung der rätischen Stufe und damit die Grenze der Trias- und Jurasformation überhaupt bildet seit langem ein Problem der Geologie der lombardischen Alpen. Sehen wir von der mehr theoretischen Frage der Zugehörigkeit der rätischen Stufe zur Trias oder zum Jura ab, die wohl durch die Untersuchungen POMPECKJIS über die Ammoniten des Rät¹⁾ und speziell für die lombardischen Alpen durch MARIANI Studie²⁾ über die lombardische Rätfauna entschieden ist, so bleibt die zweite praktisch wichtige Frage nach der Trennung von Rät und Lias zu beantworten³⁾. Dies ist nur durch die Feststellung der untersten Liaszonen möglich, die in den westlichen lombardischen Alpen von PARONA⁴⁾ bei Carenno, von v. BISTRAM⁵⁾ in der Val Solda,

¹⁾ Neues Jahrb. f. Min. Geol. Paläont. 1895.

²⁾ MARIANI: Caratteri triassici della fauna retica lombarda. Rend. R. Ist. Lomb. 38, Milano 1905.

³⁾ Vgl. KRONECKER: a. a. O.

⁴⁾ PARONA: Sopra alcuni fossili del lias inferiore di Carenno, Nese ed Adrara 1884.

⁵⁾ v. BISTRAM: Beiträge zur Kenntnis der Fauna des unteren Lias in der Val Solda: Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. B., Bd. 13, 1903.

von KRONECKER¹⁾ am Albenza und von mir²⁾ in der Alta Brianza vorgenommen wurde. Diese Untersuchungen haben verschiedene Facies des untersten Lias kennen gelehrt, unter denen ich die Lamellibranchiaten führende Facies, die „Grenzbivalvenbank“ KRONECKERS, und die Ammoniten- sowie die Brachiopoden-Facies hervorhebe.

Im Adrara-Gebiet geht der rätische Conchodon-Dolomit allmählich in den unteren Lias über. Petrographisch ist die Grenze dadurch gegeben, daß der Beginn der Unterlias durch kleine unregelmäßige Kieselsäureausscheidungen bezeichnet wird, die nach dem Hangenden immer zunehmen und schließlich die Hornsteinkonkretionen und Hornsteinbänke bilden, die für das Sinémurien charakteristisch sind. Es ist dieselbe Ausbildung, die die obengenannten Untersuchungen in der westlichen Lombardei ergeben haben. An der unteren Grenze dieser Schichten beobachtete ich bei C. Vallalone (600 m) zwischen Adrara S. Rocco und S. Fermo hellgraue, zum Teil oolithische Kalke, von denen eine Kalkbank mit Pectiniden ganz erfüllt ist. Ich bestimmte mehrere Exemplare von

Pecten valoniensis DEFR.

Diese Art ist eine wichtige Leitform der Planorbis-Zone. Aus dieser ist sie in der Val Solda, am Albenza, am Mte. Barro beschrieben worden und stellt nach DUMORTIER³⁾ ein Leitfossil der Planorbis-Zone im Rhônebecken dar. Ferner kommen vor:

Pecten Falgeri MER.

Pecten Braunsii KRONECKER = *Hinnites inaequistriatus* BRAUNS

Ostrea spec.

alles Formen, die aus der Planorbiszone der Val Solda oder des Albenza schon bekannt sind. Die Facies gleicht besonders auch wegen des Vorkommens von Oolithen auffällig dem von mir beschriebenen untersten Lias am Mte. Barro⁴⁾.

Im Hangenden fand ich in einiger Entfernung jenseits des Baches wieder Fossilreste — und zwar verkieselt —, aber in schlechter Erhaltung, darunter Gastropoden. An der Grenze gegen die grauen gut geschichteten Kalke mit Hornsteinbänken, die das Sinémurien aufbauen, konnte ich im ganzen Adrara-gebiet einen Fossilhorizont unterscheiden, der zahlreiche z. T.

¹⁾ a. a. O.

²⁾ a. a. O.

³⁾ Etudes paléontologiques dans le bassin du Rhône I, S. 80.

⁴⁾ a. a. O. S. 30.

verkieselte Brachiopoden enthält. Daneben führt er stets verkieselte Crinoidenstielglieder, andere Versteinerungen sind selten. Besonders an dem Maultierweg von Adrara S. Martino nach der Stazione Climatica S. Fermo an der Einbiegung des Weges in das letzte Tal vor San Fermo sind diese Brachiopodenkalke von bräunlicher Farbe gut aufgeschlossen. Sie sind mit zahlreichen Terebrateln und Rhynchonellen erfüllt, deren Schalen häufig verkieselt sind. Auch das Innere der Schalen ist oft mit weißem körnigen Quarz ausgefüllt, woran das Gestein beim Durchschlagen leicht kenntlich ist. Die Terebrateln gehören meist zu *Terebratula ovatissimaeformis* BOECKH¹⁾. Daneben kommt *Waldheimia mutabilis* OPP. häufiger vor. Unter den Rhynchonellen ist *Rhynchonella plicatissima* QU. am zahlreichsten. Ich bestimmte von dem obengenannten Fundort am Weg nach S. Fermo:

Terebratula ovatissimaeformis BOECKH.

Rhynchonella plicatissima QU.

„ cf. *Alfredi* NEUM.

Unten im Tal, im Hangenden der oben beschriebenen Pectinidenbank fand ich

Waldheimia mutabilis OPP.

Rhynchonella variabilis SCHLOTH.

Im südlichen Schenkel des Rätgewölbes beobachtete ich in denselben Schichten, die Kieselsäureausscheidungen und zahlreiche verkieselte Stielglieder von *Millericrinus* spec. führen, an der Straße südlich Adrara S. Rocco eine Kalkbank, die vollständig aus Steinkernen der winzigen *Rhynchonellina lens* PARONA zusammengesetzt ist. Es ist wohl dieselbe Bank, in der TARAMELLI zuerst diese Art gesammelt hat, die PARONA²⁾

¹⁾ Niemals habe ich unter den zahlreichen Terebrateln dieser Schichten in der Vall' Adrara *Terebratula gregaria* SUESS gefunden. Die von PARONA a. a. O. Taf. XI Fig. 8 abgebildete Form gehört zwar offenbar zu dieser Art, doch gibt PARONA keinen genaueren Fundort an. Ich möchte daher annehmen, daß sie aus dem petrographisch sehr ähnlichen rätischen Kalke stammt. MARIANI erwähnt *Ter. gregaria* aus dem unteren Lias vom Albenza (Osserv. geolog. e paleont. sul gruppo del Mte. Albenza. Rend. R. Ist. Lomb. XXX Milano 1897). Nach KRONECKER (a. a. O. S. 14) kommt diese Art dort nirgends im Lias vor, und entstammen MARIANIS Stücke wahrscheinlich höher abgestürzten Rätblöcken. Damit entfällt MARIANIS Behauptung (Sul calcare di Biandronno e una *Rhynchonellina* della Brianza. Rend. R. Ist. Lomb. 1899) von dem Auftreten dieser rätischen Form „nell' aurora del lias“ im Albenza und Vall' Adrara. Sie ist in den lombardischen Alpen bisher nur aus dem Rät sicher bekannt.

²⁾ Note paleontologiche sul Lias inferiore nelle Prealpi lombarde. Rend. R. Ist. Lomb. XXII. Milano 1889. S. 301.

bestimmt und benannt, und BÖSE¹⁾ zuerst abgebildet hat. Sie ist von PARONA mit Recht in den Angulatenhorizont gestellt.

Im Predoregewölbe fand ich östlich unter dem Col Camblino

Waldheimia mutabilis OPP.

Rhynchonella plicatissima QU. sp.

„ *Cartieri* OPP.

Pentacrinus cf. *angulatus* OPP.

Am Iseo-See treten nördlich des Pozzo Glaciale dieselben, Si O₂ enthaltenden Crinoidenkalke mit sehr schlecht erhaltenen Fossilresten an der Grenze gegen die Lias-Plattenkalke auf. Ich konnte nur *Cardium* cf. *multicostatum* (PHILL) PARONA²⁾ bestimmen.

Die Brachiopodenkalke stimmen in ihrer individuenreichen aber artenarmen Fauna durchaus mit den Brachiopodenkalken des Albenza³⁾ überein, die schon PARONA⁴⁾ den Angulaten-schichten zugerechnet hat. Das entspricht auch genau der stratigraphischen Stellung im Adrara-Gebiet, wo die Brachiopodenkalke zwischen die Pectinidenbank der Planorbiszone und die Plattenkalke der Arietenschichten eingeschaltet sind.

Brachiopodenkalke mit gleichen Fossilien finden sich auch im Misma-Gebiet⁵⁾. Doch ist aus DE ALESSANDRIS Schilderung ihre stratigraphische Lage nicht deutlich zu ersehen. Er parallelisiert sie mit den Hierlatzschichten, die in der Tat die gleiche Facies zeigen, aber in den Nordalpen meist einen höheren Horizont (den oberen Unterlias⁶⁾) vertreten. Auch Pectinidenbänke werden vom Mismagebiet erwähnt⁷⁾, ohne daß ihre stratigraphische Stellung feststände. PARONA versetzt die „dolomia a Pecten di Zandobbio“ in die Angulaten-schichten⁸⁾.

Die Brachiopodenschichten werden im Adrara-Gebiet von dunklen, gut geschichteten Kalken — C. SCHMIDT⁹⁾ hat sie in

¹⁾ Monographie des Genus *Rhynchonellina* GEMM. Paläontogr. 41, Taf. VII, Fig. 40—42.

²⁾ Fossili del Lias inferiore di Saltrio tav. II, fig. 11.

³⁾ vgl. KRONECKER a. a. O. S. 15.

⁴⁾ PARONA, Lias inf. nelle Prealpi lomb. 1889.

⁵⁾ DE ALESSANDRI, Il gruppo del Mte. Misma. Atti Soc. Ital. Sc. Nat. Milano 1903. S. 243—245.

⁶⁾ GEYER, Abhandl. d. K. K. Geol. Reichsanst. Wien 1886 u. 1889.

⁷⁾ DE ALESSANDRI a. a. O. S. 243.

⁸⁾ PARONA a. a. O. S. 311, ebenso wie die „calcarei grigi a *Rhynchonellina* di Vall' Adrara“. Der Fund eines Arieten am Mte. Grone, der ziemlich dem *Ar. praespiratissimus* WAEHN., einer Form des untersten Lias, gleiche (S. 302), bedarf noch der Klarstellung.

⁹⁾ Zur Geologie der Alta Brianza. C. R. VI Congr. géol. int. Zürich 1894.

der Brianza daher mit Recht als „Plattenkalke“ bezeichnet — mit Hornsteinlinsen und Bändern überlagert, die durchaus den „*calcari neri*“ des larischen Gebietes gleichen. Sie umfassen die Arietenschichten und den oberen Unterlias. Im Mittellias stellen sich graue bis gelbliche z. T. merglige Kalke ein, die der Medolofacies angehören. Besonders bei Tavernola führen sie Ammoniten. Die rötlich gefärbten Mergelkalke des oberliasischen Ammonitico Rosso mit Harpceratensteinkernen sind hauptsächlich in der Mulde von San Fermo entwickelt. In der Randzone fehlen sie häufig, durch den Gebirgsdruck ausgequetscht¹⁾. Dann treten sogleich die Radiolarite und Aptychenschiefer des höheren Jura auf. Sie werden von den gut gebankten, weißen, dichten hornsteinführenden Kalken der Majolica (Unterkreide) überlagert. Diese, deren hartes Gesteine helle Wände und Steilhänge bildet, tritt außer am Südrande noch in der Mulde von Viadanica auf, wo sie von Villanova über C. della Bettina und La Pozza in das Tal von Viadanica streicht. Die jüngeren Kreideablagerungen gehen allmählich in Flyschbildungen über.

III. Tektonik.

Der Gebirgsbau des Adraragebietes ist wie der der ganzen Lombardischen Alpen durch Faltung bestimmt, die Falten sind häufig nach Süden überschlagen. Mehrere Gewölbe sind zu unterscheiden. Dem Bronzone-Gewölbe gehören die beiden Gipfel des Bronzone und Mte. di Grone an. Im Gewölbekern treten die oben beschriebenen rätischen Schichten auf, die im Westen fast bis an die Val Cavallina, im Osten bis an das Tal von Vigolo reichen. Sie werden am rechten Ufer der Vall'Adrara von flach nordfallenden Liaskalken überlagert, die den Gipfel und den Nordwestabhang des Mte. Grone bilden. Durch die Vall'Adrara ist das Gewölbe am tiefsten erodiert, so daß hier die Rätzzone am breitesten wird. Am linken Ufer fallen die Rätschichten des Nordschenkels ebenfalls mit flacher Neigung beim Colle Dadine unter die Liaskalke ein. Die Darstellung BALTZERS (a. a. O. S. 17) ebenso wie beide Zeichnungen des Bronzone sind irrig. Der Bronzone stellt ebenso wie der Mte. di Grone ein nach Süd überliegendes Gewölbe dar und bildet dessen östliche Fortsetzung. Der Anblick von Vigolo bietet ein schiefes Bild, weil sich hier Nord- und Südflügel des Rätgewölbes vereinigen und nach Osten unter den Lias

¹⁾ vgl. Brianza. RASSMUSS a. a. O.

untersinken. Steigt man dagegen vom Gipfel des Bronzone nach Süden, nach der Hütte La Rola ab, so erkennt man, daß die Bänke des Conchodon-Dolomits ebenso wie die infolge der Überkipfung liegenden Liasschichten stets nach Norden einfallen und die Schichtköpfe in steilen Wänden, die auf der Karte 1 : 25 000 deutlich gezeichnet sind, nach Süden zum Tal von Viadanica abstürzen. Der Gipfel des Bronzone selbst bildet eine leichte synklinale Einbiegung des Gewölbeschenkels (vgl. Fig. 2), in der die Bänke des Conchodon-Dolomits fast horizontal lagern. Dieser Sekundärmulde entspricht im Westen eine spitze Mulde am Mte. Grone. Wenn man vom Adraratal zum Bronzone hinaufsteigt, erkennt man deutlich diese Sekundärfaltung des Conchodon-Dolomits am gegenüberliegenden Ufer auf dem Sporn, der vom Mte. Grone gegen Mascarpenga gerichtet ist.

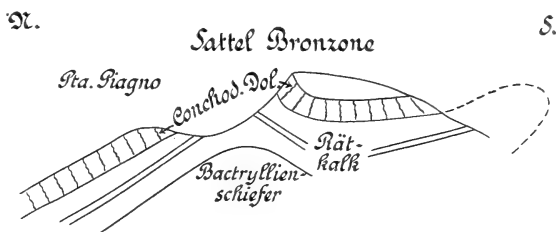


Fig. 2.

Der Mte. Bronzone von Westen gesehen. Synklinale Einbiegung des Gewölbeschenkels.

Der Lias des Mittelschenkels des Bronzone-Gewölbes ist reduziert; es folgen die Aptychenschichten, dann die Majolica, die den Muldenkern der sich südlich an das Bronzone-Gewölbe anschließenden Mulde von Viadanica bildet. Die Majolica zieht sich nach Westen über C. Gaia zum Adrara-Tal, um sich bei Villanova mit dem südlicheren Majolikabande der Randzone zu verbinden. Nach Osten streicht sie am Ende des Tales von Viadanica vor dem Paß, der nach Predore hinüberführt, aus, und die Aptychenschichten im Hangenden und Liegenden vereinigen sich. Unter diesen folgen im Süden die Liasschichten, die das Tal von Viadanica (Valle Maggiore) an beiden Seiten (im N bis gegen 700 m) einnehmen, den Gewölbeschenkel der sich südlich anschließenden Predoreantiklinale bildend. Das Predore-Gewölbe, das am See prächtig aufgeschlossen ist, ist von BALTZER eingehend geschildert¹⁾. Die eigentümlich vier-

¹⁾ a. a. O. S. 16, vgl. die Abbildung in TORNQUIST, Geol. Führer S. 88.

eckige Form, die besonders auffällt, ist durch einen Bruch bedingt. An einer Verwerfung ist am Col Camblino die Gewölbeflexion mitsamt dem Südschenkel abgesunken¹⁾. Der Conchodon-Dolomit des Nordschenkels, der die Steilwand des Corno Buco bildet, zieht sich nach Westen bis an die Valle Maggiore oberhalb Lerano 559 m, wo er von Lias bedeckt wird. Nach Süden ist er abgesunken und grenzt mit einer Verwerfung an den Unterlias, in dem ich unter dem Corno Buco östlich des Col Camblino *Arietites geometricus* OPP = *semicostatus* Y. & B. fand. Alle Schichten des Südschenkels sind überkippt, wie schon VON HAUER beschrieben hat²⁾.

Im Norden des Bronzone-Gewölbes dehnt sich eine weite Liassmulde mit flachem Einfallen aus. Den Muldenkern bilden die Schichten des Ammonitico Rosso bei S. Fermo. Aptychenschichten und Majolika, die auf VARISCOS und BALTZER'S Karte und in noch größerer Ausdehnung auf TARAMELLI'S Übersichtskarte gezeichnet sind, sind nicht vorhanden. Nach Westen zieht sich die Muldenachse nach S. Antonio. Nach Grone zu wird die Mulde undeutlich, um jenseits der Val Cavallina am Misma ganz zu verschwinden. Auch nach Osten, wohin sie sich über die Sellina fortsetzt, prägt sich die Mulde weniger aus. Im Nordschenkel steigen die Schichten sanft zum Mte. Gremalto und Mte. Torrezzo empor, unter denen im Norden das Rät wieder an die Oberfläche ausstreicht.

Nach Osten zum Iseo-See wird der Faltenbau flacher. Das Rätgewölbe des Bronzone taucht unter die Liassschichten unter. Die flache Mulde von Tavernola, in der mittelliasische Schichten auftreten, ist als die Fortsetzung der Mulden von Viadanica und S. Fermo anzusehen. Kilometerweit wandert man nur über die schwachgeneigten Liaskalke, ältere oder jüngere Schichten treten bis zum See nicht mehr auf.

Eine Eigentümlichkeit des Gebirgsbaues, die BALTZER³⁾ schon zum Teil beschrieben und als Querkaltung gedeutet hat, verdient besondere Beachtung. Das Gebirge ist randlich in eine Anzahl von Gewölben und Mulden zergliedert. Gehen wir von Osten, vom Iseo-See aus, so finden wir dort das verhältnismäßig flachgelagerte Gebiet nur liasischer Schichten mit der seichten Mulde von Tavernola, an die sich im Norden das kleine Gewölbe von Parzanica anschließt⁴⁾. Im Süden zum

¹⁾ Auch CURIONI zeichnet hier — allerdings unrichtig — eine Störung. a. a. O., S. 17, Fig. 3.

²⁾ a. a. O.

³⁾ a. a. O. S. 16.

⁴⁾ vgl. BALTZER a. a. O. Taf. I, Prof. I.

Alpenrande richtet sich die überkippte Predorefalte auf. Schreiten wir nach Westen fort, so wird das Einfallen steiler, die Stauung intensiver, das hohe Bronzone-Mte. Grone-Gewölbe steigt empor, und überschlägt sich nach Süden. Bronzone- und Predore-Gewölbe werden durch eine spitze Kreidemulde getrennt.

Am Alpenrande selbst, an der Grenze gegen die Flyschzone, tritt eine weitere Zerfaltung ein. Der Hangendschenkel der Predoreantikline erleidet eine weitere Einbiegung, der die Valle Maggiore (Giogo-Colognola-Tal) folgt. Hier treten jüngere mittelliasische Schichten muldenförmig im Unterlias des Gewölbeschenkels auf. Selbst am Sporn des Mte. Canzano (zwischen Viadanica und S. Martino) beobachtete ich ein halbkreisförmiges Umbiegen der Liaskalke. Auch bei Villanova im Adraratal ist eine Einbiegung des Schichtstreichens, die einer Einmündung entspricht, zu konstatieren. Der Scheitel des Mte. Grone-Gewölbes tritt dadurch gegen den Bronzonescheitel ein wenig nach Norden zurück und trägt damit zu dem Zurückweichen des Alpenrandes nach NW zum Mte. Misma bei. Eine neue Mulde stellt, wie schon oben erwähnt, das Tal von S. Antonio dar. Von dort biegt der Alpenrand, der von Sarnico bis hier im ganzen SO—NW-Richtung verfolgte, um und verläuft im Mismakamm in gerader Linie nach Westen.

Im Süden des Predore-Gewölbes liegt das südliche Ende des Iseo-Sees, der See von Sarnico, in einer tektonischen Mulde, wie schon CURIONI¹⁾ hervorgehoben hat. Südlich springt der Alpenrand in einem neuen Gewölbe nach SW vor, das jetzt zum Teil von dem Moränenamphitheater des Iseo-Sees eingenommen wird. Das tertiäre Conglomerat des Mte. Orfano streicht diskordant dazu und ist erst später angegliedert.

Das Streichen all dieser Einfaltungen, wie auch des Predore- und Bronzone-Grone-Gewölbes ist ungefähr westöstlich (bei der Mulde von S. Antonio, wo der Alpenrand nach W umbiegt, mehr SW—NO) gerichtet und steht daher schief zu dem NW bis WNW-Verlauf des Alpenrandes von Sarnico bis Grone. Es treten von Süden nach Norden stets neue Falten an den Rand, bis dieser im Misma mit dem Randgewölbe zusammenfällt (vgl. Fig. 3). Ein System von NW—SO gerichteten Falten, das von einem zweiten ungefähr senkrechten durchschnitten wird, wie es BALTZER²⁾ konstruiert, ist nicht vorhanden. Es wäre auch

¹⁾ a. a. O.

²⁾ BALTZER verbindet irrtümlich Mte. Grone und Predore zu einem Gewölbe (a. a. O. S. 15), da die dazwischen liegende Majolica-Mulde ihm entgangen ist. So kommt die NW—SO-Richtung zustande.

nicht einzusehen, warum die Querfaltung — ein Begriff, der mit ALB. HEIMS¹⁾ Worten „dem Prinzip des Wellenblechs doch allzusehr zuwiderzulaufen“ scheint — gerade auf den Rand beschränkt sein sollte. Die Gestalt des Alpenrandes zeigt keine Querfaltung, sie bietet vielmehr viele Analogien mit Erscheinungen am Ostrande der Rocky Mountains, der Front-Range, die HAYDEN²⁾ als „folds en échelon“, E. SUESS als „Kulissenfalten“³⁾ bezeichnet hat. Der Alpenrand von Sarnico bis Grone „besteht gleich diesem aus einzelnen schräg zu seiner Gesamtrichtung streichenden Wellen bzw. Antiklinalreihen“. Der Name Kulissenfalten kennzeichnet den hier vorhandenen Bau fast noch treffender als die amerikanischen Musterbeispiele (vgl. z. B. Colorado Range Monogr. U. S. Geol. Survey XXVII pl. IX), denn die drei Hauptantiklinen, Predore-, Bronzone- und Misma-Gewölbe, stehen hier wie echte Kulissen zum Teil hintereinander, so daß sie sich von Süden, vom Vorlande aus ein Stück gegenseitig verdecken (vgl. Karte). Diesen drei Kulissen erster Ordnung — zu denen als vierte im Süden das Gewölbe des Mte. Alto tritt — können wir die kleineren oben beschriebenen Einbiegungen als solche zweiter Ordnung gegenüberstellen. Diese Kulissen wenden ihren Steilabfall stets dem Außenrande zu — was von den von V. STAFF⁴⁾ zitierten amerikanischen Beispielen abweicht —, alle drei Gewölbe sind hier nach Süden überschlagen. Die Ursache ist in dem stärkeren Druck von Norden zu suchen. Die Stauung erreichte in den Südalpen ja ein weit höheres Ausmaß als in der nur eine weitgeschwungene Monantiklinale bildenden Front-Range.

Suchen wir zum Schluß das hier eingehender betrachtete Gebiet dem größeren Bau der lombardischen Alpen einzugliedern, so ergibt sich folgendes Bild. Von der Guirlande des Albenza, wo V. STAFF und KRONECKER eine kleine Kulisse beschrieben haben⁵⁾, zieht sich der Südrand der Alpen über den Canto Alto⁶⁾ zum WO streichenden Misma-Gewölbe, und nimmt nach der Einbiegung von Grone, wie oben beschrieben, SO-Richtung an. Es ist interessant und vielleicht von theo-

¹⁾ A. HEIM: Über die nordöstlichen Lappen des Tessiner Massivs. Geol. Nachlese. Zürich 1906, S. 339.

²⁾ HAYDEN: Atlas of Colorado.

³⁾ Antlitz der Erde III, 2 S. 438 ff., vgl. VON STAFF, Über Kulissenfalten. N. Jb. Min. Beil.-Bd. XXX, 1910.

⁴⁾ a. a. O. S. 246, 249.

⁵⁾ a. a. O.

⁶⁾ der noch näheres Studium verdient.

retischer Wichtigkeit, daß sich in dieser Ecke des Alpenrandes im Vorland eine kurze Liasantiklinale auffaltet¹⁾, das Gewölbe

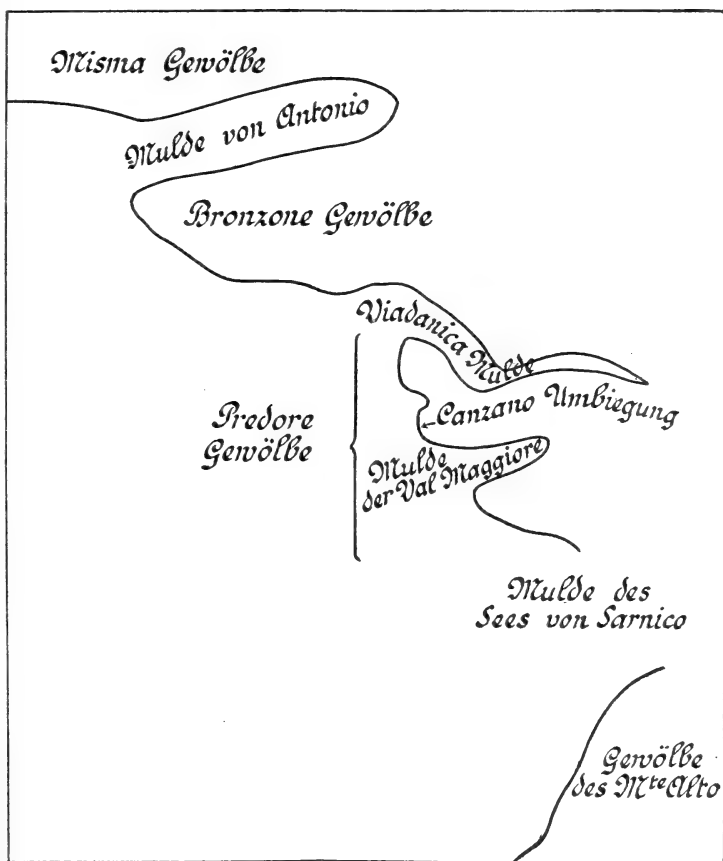


Fig. 3.

Schematische Skizze der Kulissenfalten westlich des Iseo-Sees.
Maßstab 1:100 000.

Die gezeichnete Linie entspricht ungefähr der oberen Grenze
des Lias-Plattenkalkes.

von Zandobbio. Infolge des Vordringens des Alpenrandes nach Süden wurde die Kreidezone auf einen kleineren Raum

¹⁾ vgl. Carta geologica del gruppo del Mte. Misma 1:25 000 da G. DE ALESSANDRI a. a. O.

zusammengepreßt und dadurch an der Umbiegungsstelle, wo der Druck aus zwei Richtungen wirkte, die Brachyantikline aufgestaut.

Der Alpenrand rückt also östlich des Misma in einem neuen gegen Süd konvexen Bogen vor, der von der Val Cavallina bis zur Val Trompia reicht. Die westliche Hälfte dieses Bogens ist durch die beschriebenen Kulissen ausgezeichnet. Der Scheitel liegt südöstlich des Iseo-Sees, östlich des Ortes Iseo; hier ist das Intensitätsmaximum der Stauung erreicht und hat sich in Überschiebungen nach Süden — besonders an der Punta d'Oro¹⁾ — ausgelöst. Der Bau ist hier und im östlichen Teil des Bogens recht kompliziert — man vergleiche die Karte CACCIAMALIS — und durch zahlreiche Faltenverwerfungen gestört, die — mit Ausnahme eines Bruches am Südabhang des Redondone — stets nach der Innenseite des Bogens einfallen. Der Iseo-Bogen kann wie der Gebirgsbau der ganzen lombardischen Alpen nur durch eine Stauung von Norden erklärt werden, die im Westen Kulissenfalten, im Osten Überschiebungen und Faltenverwerfungen hervorgerufen hat.

Der Charakter der Tektonik im Westen und Osten des Iseo-Sees ist, wenn auch der Ausdruck derselben, gebirgsbildenden Kraft, doch so verschieden, daß man eine N-S-Störung im Iseo-See, und zwar wohl im Westen der Isola annehmen muß. Es läßt sich südlich Riva-Marone, nördlich deren die triadischen Schichten regelmäßiger über den See streichen, kein Zusammenhang der Schichten des Ost- und Westufers erkennen. Die Isola gehört noch zum Ostufer, die Schichten streichen auf ihr ungefähr nordsüdlich²⁾ und bilden damit den Übergang zu der Nord-Süd-Störung, die wir im W in den See zu verlegen haben. Diese Störung gehört demselben System an, wie die N-S-Verwerfung Artogne-Zoncone³⁾ — oder der kleine Sprung von S. Vigilio —, der weitere

¹⁾ vgl. die treffliche Arbeit CACCIAMALIS, Rilievi geotettonici tra il lago d'Iseo e la Val Trompia mit Karte 1:37500 u. zahlreichen Profilen. Comm. Ateneo di Brescia 1906.

²⁾ vgl. CACCIAMALIS Karte.

³⁾ die sogenannte „camunische Überschiebung“ BALTZERS, die, wie TILMANN (Triasgebirge südlich des Val Trompia, Bonn 1907) nachgewiesen hat, sich aus einem steilen N-S- und O-W-Bruch zusammensetzt. Ich kann die Auffassung TILMANN'S durch eigene Begehungen in der Val Trompia durchaus bestätigen. Es existiert nur ein steiler Bruch, die Val Trompia-Linie E. SUSS'. Die N-S-Störung Artogne-Zoncone scheint sich noch durch Querstörungen zu komplizieren. Eine solche scheint mir nach einer Begehung zwischen Fraine und S. Pietro vorzuliegen, ich beobachtete, daß die Phyllite nördlich des Gratacasolo-Baches bis S. Pietro hinabreichen.

ebenso gerichtete Brüche im Mte. Guglielmo¹⁾ und dem sich östlich anschließenden Triasgebiet südlich der Val Trompia²⁾ entsprechen.

Es ergibt sich die Tatsache, daß der Iseo-See zum Teil tektonischen Linien folgt, der mittlere Teil einer nordsüdlichen Bruchzone, der südliche, wie oben erwähnt, einer Synklinale. Damit ist natürlich kein unmittelbarer Zusammenhang zwischen diesen beiden Erscheinungen gegeben, etwa daß der Iseo-See durch Dislokationen entstanden wäre. Das ungleich höhere Alter dieser Störungen, die in die Zeit der Auffaltung der ganzen lombardischen Alpen — die schon bis in die Kreide zurückreicht — zu versetzen sind, verbietet jede ursächliche Verbindung. Ebensowenig hat BALTZER³⁾ für junge Dislokationen Beweise beibringen können⁴⁾, die zahlreichen großenteils künstlichen Terrassen auf der Isola haben nichts mit der Gebirgsbildung zu tun. Ihre gegenseitige Verbindung ist willkürlich.

Eine Abhängigkeit des Verlaufes des Iseo-Sees von den tektonischen Linien besteht dagegen vielleicht darin, daß längs dieser weniger widerstandsfähige Schichten an die Oberfläche kamen, die der Glazialerosion den Weg wiesen. Der unterste Seearm folgt dem Streichen der Kreideschichten, von denen sich zahlreiche große Blöcke in den umliegenden Moränen finden.

18. Die westfälischen Galeritenschichten als Seichtwasserbildung.

Von Herrn W. LÖSCHER.

Essen, den 16. Juni 1912.

In seiner Arbeit „Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster usw.“⁵⁾ schreibt KRUSCH S. 251, daß in dem Münsterischen Kreidebecken die sämtlichen Stufen der Oberen Kreide nach W, bzw. NW auskeilen, und zwar in einer bogenförmigen

¹⁾ TILMANN, Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Trias des Mte. Guglielmo. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1909.

²⁾ TILMANN, Triasgeb. südlich der Val Trompia.

³⁾ BALTZER a. a. O. S. 21, BALTZER, Zur Entstehung des Iseo- und Comersee-Beckens. Zentralbl. f. Min. 1902.

⁴⁾ vgl. PENCK, Alpen im Eiszeitalter S. 836, 844.

⁵⁾ Diese Zeitschr. 1909, Abh. S. 230.

Linie, welche über Oeding, Südlohn und Stadtlohn verläuft. „Die neueren Aufschlüsse haben ergeben, daß es sich hier nicht etwa nur um ein lokales Herausheben handelt, welches vielleicht durch eine Aufsattelung des Gebirges veranlaßt wird, sondern um die alte, durch spätere Abrasion und tektonische Einflüsse allerdings modifizierte Kontinentalgrenze.“

In meiner Dissertation¹⁾ „Die Westfälischen Galeritenschichten“ wies ich auf S. 275 bereits darauf hin, daß diese Annahme KRUSCHS für die an den erwähnten Orten zur Ausbildung gelangten Galeritenschichten nicht zutrifft, daß vielmehr zur mittleren Turonzeit die Meeresgrenze weiter westlich gelegen hat.

Auf der diesjährigen Hauptversammlung des Naturhistorischen Vereins für Rheinland und Westfalen zu Dortmund hielt nun Herr TILMANN-Bonn einen Vortrag über „Bergbau und Geologie in Westfalen“ und gab in seinem Vortrage die Ansicht von KRUSCH wieder. Ich habe bereits in der mit dieser Tagung verbundenen Sitzung des Niederrheinisch-Geologischen Vereins diese Ansicht widerlegt, möchte aber auch in dieser Zeitschrift, da hier die Arbeit von KRUSCH veröffentlicht ist, meine Ansicht ausführlicher begründen.

Zunächst will ich bemerken, daß ich die Ursache der heutigen topographischen Hervorhebung der Galeritenschichten von dem benachbarten Gelände, ob dieselbe auf tektonische Einflüsse oder sonstige Ursachen zurückzuführen ist, hier nicht erörtern will.

Die westfälischen Galeritenschichten heben sich einmal rein petrographisch von den gleichaltrigen *Brongniart*-Schichten des Münsterschen Kreidebeckens ab. Sie stellen eine typische Schreibkreide mit einem Ca CO_3 -Gehalt bis zu 92 Proz. dar, kommen also der Rügener Kreide sehr nahe. Auch die unterlagernden Schichten des *Labiatus*-Pläners sind bereits in ähnlicher Weise ausgebildet, nur ist der Ca CO_3 -Gehalt etwas geringer (88 Proz. und weniger). Der Gehalt an Si O_2 nimmt dagegen mit der Tiefe zu. Im Gegensatz dazu zeigen allerdings die z. B. bei Oeding aufgeschlossenen Schichten der *Rhotomagensis*-Zone eine etwas glaukonitische Ausbildung. Die genaueren Angaben über die chemische Beschaffenheit des Kalkes sind in meiner Arbeit gemacht. Vergleichsweise sei erwähnt, daß der Kalk der *Brongniart*-Schichten bei Lengerich nur bis zu 80 Proz. Ca CO_3 enthält.

¹⁾ Neues Jahrb. f. Min. usw. 1910, Beil.-Bd. XXX, S. 269.

Ferner aber unterscheiden sich die Galeritenschichten auch durch ihren faunistischen Inhalt wesentlich von den gleichaltrigen Schichten des Münsterschen Beckens, und zwar durch ihren größeren Fossilreichtum, wie durch das Auftreten von besonders typischen Leitfossilien. Diese Ausbildung hat die Unterscheidung der Galeritenschichten von den gleichaltrigen Bildungen veranlaßt. Ich verweise hier auf die am Schlusse meiner Arbeit aufgestellte vergleichende Fossilliste. Als typische Leitfossilien der Galeritenschichten gelten vor allem *Echinoconus* (*Galerites*) *subconicus* D'ORB. und *Terebratulula Becksi* ROEMER. Nach Veröffentlichung meiner Dissertation habe ich meine paläontologischen Untersuchungen an Seeigeln an den Echinoconus-Arten der gesamten deutschen Kreide in entwicklungsgeschichtlicher Beziehung fortgesetzt. Die Untersuchung des Galeriten-Materials der geologischen Landesanstalt habe ich in einer kleinen Arbeit „Zur Seeigeltattung *Echinoconus* BREYNIUS“¹⁾ veröffentlicht. Hierbei ergab sich, daß die Gattung *Echinoconus* nur in schreibkreideartigen Bildungen auftritt, dagegen in ausgesprochenen Küstenbildungen vollständig fehlt oder doch äußerst selten ist. Eine Aufzählung der deutschen Vorkommen mag diese Behauptung bestätigen: Galeritenschichten am Harz (Weddingen und Salzgitter), Quadratenkreide von Lüneburg, Gr. u. Kl. Biewende, Mukronatenkreide von Finkenwalde bei Stettin, Altenhagen, Rügen, Ilten, Lüneburg (Zeltberg und Lösegraben), Quitzin in Pommern, Hemmoor und Lagersdorf. Ich habe ferner vor 2 Jahren das Galeritenmaterial des Britischen National-Museums zu London einer Durchsicht unterzogen. Auch in der englischen Kreide ist das Vorkommen von Galeriten (nach englischer Bezeichnung: *Conulus*-Arten) an Schreibkreide gebunden. Dasselbe gilt von der französischen Kreide. Die der Gattung *Echinoconus* verwandtschaftlich offenbar sehr nahe stehende Gattung *Discoidea* zeigt ein ähnliches Vorkommen, wenn auch nicht in demselben ausschließlichen Maße. Ich erwähne beispielsweise nur das häufige Auftreten von *Discoidea cylindrica* LAMARCK in dem schreibkreideartigen *Rhotomagensis*-Pläner des Zeltberges bei Lüneburg. In meiner letzterwähnten Arbeit habe ich dann auch bereits auf die ähnliche Zusammensetzung der Fossillisten der dem Turon angehörigen Galeritenschichten und der senonen Rügener Kreide hingewiesen.

Diese fazielle Ausbildung der Galeritenschichten muß ihren Grund in einer besonderen Ausbildung des Meeres an diesen

¹⁾ Festschr. d. Vereins f. Naturkunde zu Cassel 1911, S. 61.

Stellen gehabt haben, und ich habe eben in meiner Dissertation bereits den Nachweis geführt, daß die Galeritenschichten als eine Seichtwasserbildung aufzufassen sind. Vorsichtiger Weise habe ich damals von einer Tiefe des Meeres nicht über 100 m gesprochen. Ich glaube aber nach meinen jetzigen Ansichten nicht fehl zu gehen, wenn ich die Tiefe des Meeres an der fraglichen Stelle noch bedeutend geringer annehme, vielleicht nicht einmal über 20 m. Wesentliche Gründe für die Annahme sind der Fossilreichtum, namentlich in besonders fossilreichen Bänken, die äußerst dickschalige Ausbildung der Inoceramen, die umgekippte Lage der Galeritengehäuse in den Schichten und die häufig sehr stark korrodierten Galeritengehäuse.

Diese Gründe aber lassen es als vollständig ausgeschlossen erscheinen, daß die Galeritenschichten als ehemalige Kontinentalgrenze aufzufassen oder auch nur in der Nähe der Küste zur Ausbildung gelangt sind. Die petrographische Beschaffenheit und die fazielle Ausbildung der Fauna führen vielmehr zu der Annahme, daß allgemein die Galeritenschichten als eine offene, seichte Meeresbildung anzusehen sind. Wie der Verlauf der Küste des Kreidemeeres zur mittleren Turonzeit in dem erwähnten Gebiet gewesen sein mag, vermag ich jetzt nicht zu entscheiden. Ein faunistischer Vergleich mit den englischen und französischen gleichaltrigen Bildungen scheint mir aber für eine zusammenhängende Bildung der turonen schreibkreideartigen Bildungen in Frankreich, England, Westfalen und am Harz zu sprechen. Wir müssen daher wohl annehmen, daß in dem heutigen holländischen Gebiete die turone Kreide ebenfalls stärker entwickelt war, aber mittlerweile wieder durch Abrasion usw. verschwunden ist. Übrigens hob ja auch KRUSCH in seinem Vortrage: „Der Kent-Kohlenbezirk Englands im Vergleich mit dem nieder-rheinisch-westfälischen“ auf der Hauptversammlung des Naturhistorischen Vereins für Rheinland und Westfalen zu Dortmund die Ähnlichkeit der turonen Kreide am Nordwestrande von Westfalen mit der englischen Kreide in der Grafschaft Kent hervor.

19. Eine Äsbildung in Nordschleswig.

Von Herrn PAUL WOLDSTEDT.

(Mit 1 Textfigur.)

Göttingen, den 22. März 1912.

Beschäftigt mit einer Arbeit über die morphologischen und hydrographischen Verhältnisse von Nordschleswig, konnte ich bei meinen Begehungen des Gebiets in den Sommern 1910 und 1911 dort eine Bildung feststellen, die meines Wissens bisher aus Schleswig noch nicht bekannt ist, und die wegen der morphologischen Verhältnisse, unter denen sie auftritt, besonderes Interesse verdient. Die Bildung, die ich als Äs bezeichnen zu sollen glaube, liegt in dem im S von der Apenrader Föhrde, im N von der Hoptruper Mulde begrenzten Zwischenföhrdengebiet, das durch den im Zentrum liegenden Ort Gjønner bezeichnet wird.¹⁾

Der größere westliche Teil dieses Gebietes ist eine typische Moränenlandschaft, aus der sich einige deutliche Endmoränenstaffeln herausheben. Die westlichste dieser dem baltischen Stadium zugehörigen Moränen erstreckt sich vom Hügelzug des Steinsbergs (westl. Bahnhof Haberslund) in südsüdöstlicher Richtung, um etwa $2\frac{1}{2}$ km nördlich der Bahnstation Rotenkrug allmählich zu verschwinden. Die Lage des Eisrandes wird für die nach S sich anschließende Strecke angegeben durch den östlichen Rand des bis hierher hinaufreichenden „großen nordschleswigschen Sandgebietes“, d. h. etwa durch die Linie des Ochsenweges markiert. Nur wenig östlich von dieser westlichsten baltischen Eisrandlage erstreckt sich in N—S-Richtung die bereits von GOTTSCHÉ²⁾ erwähnte, ca. 6 km lange Hauberg-Moräne, die etwa 4 km NO von Rotenkrug endet. Ein dritter Endmoränenzug, durch Massigkeit und äußerst kuppige Ausbildung ausgezeichnet, erstreckt sich vom Potthoi, südlich der Wittstedter Seen, in südöstlicher Richtung bis in die Gegend des Knivsberges, von wo ein neuer, nach S gerichteter Bogen einsetzt, der sich, durch

¹⁾ Vgl. für das Folgende die beigegebene Skizze und die Meßtischblätter: Rauberg (55), Hoptrup (56), Jordkirsch (75) und Apenrade (76).

²⁾ C. GOTTSCHÉ, Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins I. Mitteil. d. Geograph. Gesellschaft in Hamburg XIII, 1897, S. 21.

einander versetzt; so bekommt der ganze Zug einen gewundenen, flußtälähnlichen Verlauf.

Für die Höhenverhältnisse der Rücken sind charakteristisch einmal die geringen Höhendifferenzen im Längsprofil. Abgesehen von dem etwas tieferen, den Wallberg durchbrechenden Tal des Kallesbek kommen auf der ganzen, 8 km langen Strecke nur Höhen zwischen 56 m und 45 m ü. M. vor. Dabei nimmt die Höhe der einzelnen Rücken von O nach W konstant ab von ca. 55 m in den östlichen Partien auf 48—45 m im Westen, wo der Zug mit einem ziemlich breiten und flachen Rücken in dem Winkel zwischen Jarup-Au und Rote-Au endet. Fast auf der ganzen Strecke wird der Wallberg von seitlichen Depressionen begleitet, im O von den Rinnen des Kallesbek und Strygsdamsbek, im W von den großen Moorzügen N von Riesjarup, die sich in den Senken der Jarup-Au und der Roten-Au fortsetzen.

Zu erwähnen ist noch, daß sich bei Riesjarup mit dem eben geschilderten Wallberg ein von O kommender, etwa 1,5 km langer, wurmförmig gekrümmter Zug von Hügeln vereinigt. Die diesen Nebenzug zusammensetzenden Rücken zeigen keine so ausgesprochene Längsrichtung; doch gleichen sie im übrigen, was morphologische Ausbildung und Zusammensetzung anbelangt, den Hügeln des Hauptzuges.

Über den Aufbau der Rücken orientieren eine Reihe von Aufschlüssen. Es zeigt sich, daß an der Zusammensetzung vor allem geschichtete Bildungen teilnehmen. So zeigte ein Aufschluß hart an der Chaussee Apenrade—Hoptrup im Sommer 1910 eine Wechsellagerung von mindestens 8 m Sanden, Kiesen und Granden und zahlreichen großen Blöcken. Aufschlüsse 0,5 km und 1,7 km W von Riesjarup zeigten mehrere Meter geschichtete, stark abgerollte Grande mit größeren Blöcken usw.

Bei den geschichteten Bildungen, die vorwiegend die Rücken aufbauen, ist ein mannigfacher Wechsel von feinen Sanden bis zu groben Blöcken zu beobachten; immer aber ist das Material, auch das gröbste, stark zugerundet. Bei der Vergleichung der verschiedenen Aufschlüsse gewann man den Eindruck, daß im allgemeinen eine Zunahme in der Korngröße des Materials von W nach O stattfindet.

In betreff der Lage des Rückens sind zwei Gesichtspunkte von Wichtigkeit.

1. Der Rücken verläuft ziemlich genau senkrecht zu sämtlichen Endmoränenstaffeln des Gebietes, die an dieser Stelle Unterbrechungen zeigen. Er hält WSW-Richtung inne,

während die Moränen von NNW nach SSO streichen. Der Rücken liegt also in der Richtung der mutmaßlichen Eisbewegung.

2. Noch wichtiger erscheint die Lage im Verhältnis zum Sandrgebiet. Nur durch die flache Rinne der Roten-Au von dem Ende des Wallbergs getrennt, beginnt hier der „große nordschleswigsche Sandr“, der hier seine höchste Region erreicht. Gerade an diesem Punkte aber zeigt der Sandr, wie in der eingangs erwähnten Arbeit näher dargelegt werden wird, die charakteristischen Erscheinungen eines Aufschüttungskegels, an dem, wie USSING¹⁾ an den jütischen Heideebenen zeigte, ein subglazialer Schmelzwasserfluß austrat, der den Sandr aufschüttete. Genau an diesem Punkte also, wo der Rücken endigt, muß ein subglazialer Schmelzwasserfluß ausgetreten sein.

Es dürfte danach nicht zweifelhaft sein, daß es sich bei dem Rücken um einen typischen Ås handelt; er ist die Spur des Schmelzwasserstromes, der, aus der Gjenner Bucht kommend, nach seinem Austritt aus dem Eise zusammen mit den Schmelzwasserströmen, die aus der Senke der Apenrader Föhrde kamen, zur Aufschüttung von dem nördlichen Teil des „großen nordschleswigschen Sandrs“ beitrug. Charakteristisch sind die über längere Erstreckung sich fortsetzenden Rücken, der gewundene Verlauf, der Aufbau aus geschichtetem, stark gerolltem Material, die geringen Höhendifferenzen, die Begleitung von seitlichen Depressionen (Åsgräben) und die Richtung senkrecht zu den Endmoränen.

Auf die Entstehungsweise des Ås soll hier nicht eingegangen werden; es war nur der Zweck dieser Mitteilung, das Vorhandensein solcher bisher aus Schleswig unbekannten Bildungen auch für jene Gegend nachzuweisen.

¹⁾ N. V. USSING, Om Iyllands Hedesletter og Teorierne om deres Dannelse, Overs. K. danske Videnskab. Selskabs Forhandl. 1903, S. 126 ff.

20. Über diluviale Verwerfungen im Rheintalgraben.

Bemerkung zu einem Aufsatz des Herrn W. KRANZ.

VON L. VAN WERVEKE.

Straßburg i. E., den 5. April 1912.

Im 5. Abschnitt des in dieser Zeitschr.¹⁾ veröffentlichten Aufsatzes: „Hebung oder Senkung beim Rheinischen Schiefergebirge?“ nimmt Herr W. KRANZ mehrfach auf elsässische Verhältnisse Bezug und macht auf die Stellung aufmerksam, welche die Direktion der Geologischen Landesanstalt von Elsaß-Lothringen in der Frage des Vorkommens diluvialer Störungen ihm gegenüber eingenommen hat. „Als ich“, sagt Herr KRANZ, „auf Grund eingehender Aufnahmen am Strangenberg diluviale Verwerfungen vermutete, ohne Kenntnis der Tragweite solcher Beobachtungen, riet die Direktion der geologischen Landesuntersuchung zur Vorsicht.“ Diese Angabe bedarf einer Ergänzung. Einen Auszug aus dem Schreiben der Direktion hat Herr KRANZ schon früher mitgeteilt.²⁾ Es heißt darin: „Wenn auch gar nicht daran gezweifelt werden kann, daß nach dem Rheintal hin vorgeschobene Schollen gegenüber den näher am Gebirgsland liegenden nochmals herausgehoben sein können, die Möglichkeit, daß der Hügel der Isenburg einen Rücken darstellt, also grundsätzlich nicht von der Hand gewiesen werden kann, so greift seine Umgrenzung durch Verwerfungen den Beobachtungen doch allzu sehr vor. Das Diluvium scheint hier überall gegen das Tertiär verworfen zu sein. Auch im Text werden, wenn auch für andere Stellen, Verwerfungen zwischen Konglomerat und Diluvium angenommen; obgleich diluviale Störungen sicher vorkommen³⁾, so ist doch bei der Annahme von solchen, solange sie nicht unmittelbar zu beobachten sind, Vorsicht geboten.“ Die Direktion, die sich damals und auch schon weit früher der Bedeutung diluvialer Verwerfungen bewußt war, hat also nicht grundsätzlich, wie aus der Angabe des Herrn KRANZ zu schließen ist, gegen die Annahme diluvialer

¹⁾ Jahrg. 1911, Nr. 12, veröffentl. März 1912, S. 614.

²⁾ Zentralbl. f. Mineralogie, 1911, S. 28.

³⁾ Von mir gesperrt.

Verwerfungen zur Vorsicht gemahnt, sondern hat den wohlgemeinten Rat erteilt, in der Annahme von vermuteten diluvialen Verwerfungen nicht zu weit zu gehen. Das Urteil über die von Herrn KRANZ gezeichneten Verwerfungen kann auch heute nicht anders lauten als damals. Herr KRANZ ist auf seiner geologischen Karte des Strangenberges in der Zeichnung vermuteter Verwerfungen weit über das zulässige Maß hinausgegangen.

21. Über das Turon bei Ludwigshöhe in der Uckermark.

Von Herrn JOH. BÖHM.

Berlin, den 9. Mai 1912.

In seiner Erläuterung zum Blatt Wallmow bemerkt H. SCHRÖDER¹⁾ über die daselbst auf engbegrenzten Flächen am Tage erscheinenden Kreideschichten, daß sie „an zahlreichen Punkten hervortreten, die an sich isoliert erscheinen, aber bei genauerer Betrachtung zu einem Zuge . . . angeordnet sind. Zur Bestimmung ihres Alters genügt die Beobachtung, daß in dem Bruch bei Ludwigshöhe die Feuersteinzonen nicht aus unregelmäßig begrenzten Knollen bestehen, sondern als zusammenhängende plattige Lagen auftreten, und daß dergleichen plattige Feuersteine an fast allen Kreidepunkten vorhanden sind. Die Kreide des Blattes Wallmow ist hiernach nicht als Senon, sondern als Turon zu betrachten . . . An einem Punkte bei Ludwigshöhe wird dieselbe zur Zement- und Schlemmkreidefabrikation abgebaut.“

Die Grube lag in der Nähe des Gehöftes. Später hat Herr Rittergutsbesitzer TRAPP sie aufgelassen und einen tiefen Aufschluß nördlich der Bahnlinie Angermünde—Löcknitz nahe dem Sandsee eröffnet, der dieselben Kreideschichten erschließt. Hier wurde eine kleine Anzahl von Versteinerungen gefunden, welche Herr TRAPP die Liebenswürdigkeit hatte, in höchst dankenswerter Weise dem Geologischen Landesmuseum zu überlassen.

¹⁾ Erläuterungen zur geol. Spezialkarte von Preußen usw. Liefgr. 66, Gr. Abt. 28, Nr. 41, Blatt Wallmow 1896, S. 2.

Es sind dies:

Serpula ampullacea SOW.

Holaster planus MANT.

Echinocorys Gravesi DESOR.

Micraster Leskei DESM. (= *M. Borchardi* V. HAG,

M. breviporus BEHRENS)¹⁾

Ostrea hippopodium NILSS.

Spondylus spinosus SOW.

„ *striatus* SOW.

Inoceramus Brongniarti MANT.

Demnach kommen hier zum Teil dieselben Arten wie im Turon bei Kalkofen und Lebbin vor.

¹⁾ vgl. LAMBERTS Ausführungen in DE GROSSOUVRE: Stratigraphie de la Craie supérieure. 1. Stratigraphie générale. Fasc. 2, 1901, S. 966.

Neueingänge der Bibliothek.

- ANDRÉE, K.: Probleme der Ozeanographie und ihrer Bedeutung für die Geologie. Naturwissensch. Wochenschrift, N. F., XI, Nr. 16. Jena 1912.
- Eine zweite *Graphularia*-Art (*Gr. Crecelii* n. sp.) aus dem mittelo-oligocänen Meeressand im Mainzer Becken. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1912, Nr. 7. Stuttgart 1912.
- Die geologische Bedeutung des Wachstumsdrucks kristallisierender Substanzen. S.-A. aus: Geolog. Rundschau, III, H. 1. Leipzig 1912.
- Nochmals über die Deformationen von Salzgesteinen. Schlußwort auf die „Erwiderung“ des Herrn R. LACHMANN. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1912, Nr. 5. Stuttgart 1912.
- Innere oder äußere Ursachen der Deformationen von Salzgesteinen? (Ein Nachwort an Herrn R. LACHMANN.) S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1911, Nr. 22. Stuttgart 1911.
- BECK, K.: Petrographisch-geologische Untersuchung des Salzgebirges im Werra-Fulda-Gebiet der deutschen Kalisalzlagertstätten. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XX, H. 4, 1912. Berlin 1912.
- BRÄNDLIN, E.: Zur Geologie des Nördlichen Aargauer Tafeljura zwischen Aare- und Fricktal. Mit 4 Tafeln. S.-A. aus: Verhandl. der Naturforschenden Gesellsch. in Basel, XXII, H. 1. Basel 1911.
- Über tektonische Erscheinungen in den Baugruben des Kraftwerkes Wyhlen-Augst am Oberrhein. S.-A. aus: Mitteil. d. Großh. Bad. Geol. Landesanstalt, VI, H. 2, 1912. Heidelberg 1912.
- BRAUN, L.: Der Tafeljura zwischen Aare- und Fricktal. S.-A. aus: Jahreshfte u. Mitteil. des Oberrhein. Geolog. Vereins, N. F., XI, H. 2. Karlsruhe 1912.
- BUXTORF, A.: Oberflächengestaltung und Geologische Geschichte des nordschweizerischen Tafeljura. S.-A. aus: Verhandl. d. Schweiz. Naturforsch. Gesellsch., 93. Jahresversammlung, I. Basel 1910.
- Geologische Prognose für den nördlichen Teil der neuen Trace des Lötschbergtunnels, bis Kilometer 8 vom Nordportal. Hierzu einige Bemerkungen über den bisherigen Befund. S.-A. aus: Verhandl. d. Schweiz. Naturforsch. Gesellsch., 93. Jahresversammlung, XXI. Basel 1910.
- Bemerkungen über den Gebirgsbau des nordschweizerischen Kettenjura, im besonderen der Weißensteinkette. Zugleich Erwiderung auf die Arbeit von H. GERTH: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik des Ostendes der Weißensteinkette im Schweizer Jura-Gebirge. S.-A. aus: Diese Zeitschr., 63, Jahrg. 1911, H. 3. Berlin 1911.
- Dogger und Meeressand am Röttlerschloß. S.-A. aus: Jahresberichte u. Mitteilungen des Oberrhein. Geol. Vereins, N. F., XI, H. 2. Karlsruhe 1912.
- BERNOULLI, W.: Geolog. Untersuchungen in der Karpathischen Sandsteinzone bei Zboro, Nord Ungarn. Inaug.-Diss. Universität Basel. S.-A. aus: Földtani Közlöny, 42. Budapest 1912.
- BINGHAM, H.: The Discovery of Pre-Historic Human Remains near Cuzco, Peru. S.-A. aus: The American Journal of Science vol. 33, April 1912. New Haven 1912.
- BOWMAN, J.: The Geologic Relations of the Cuzco Remains. S.-A. aus: The Americans Journal of Science vol. 33, April 1912.

Zeitschrift

der

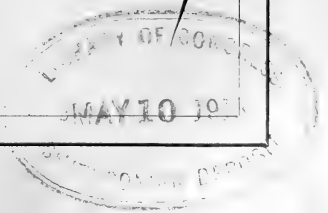
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

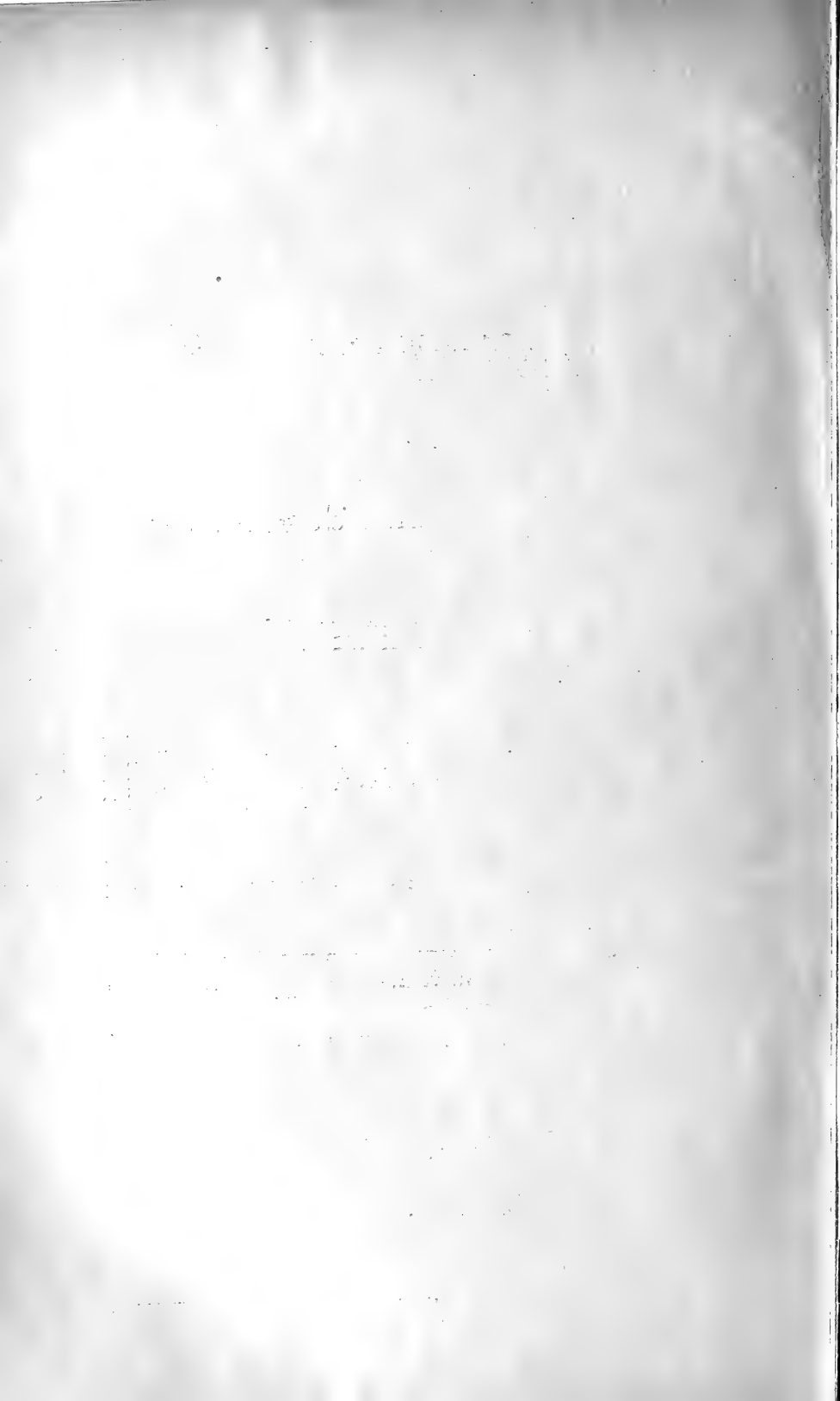
B. Monatsberichte.

Nr. 7. 1912.

Berlin 1912.

Verlag von Ferdinand Enke,
Stuttgart.







J. Zirkel.

*Nach einer Original-Photographie aus dem Kunstverlag von
Louis Peritzsch, Inhaber Theodor Gruhl, Leipzig Goethestrasse 5*

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 7.

1912.

Protokoll der Sitzung vom 3. Juli 1912.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFTE.

Das Protokoll der vorigen Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Der Vorsitzende widmete dem verstorbenen Mitgliede

FERDINAND ZIRKEL

folgenden Nachruf:

Ein langjähriges Mitglied unserer Gesellschaft, das einen glänzenden Namen in der Wissenschaft besaß und im In- und Auslande hochgeachtet und verehrt war, ist uns vor kurzem durch den Tod entrissen worden.

In Bonn entschlief am 11. Juni abends sanft nach kurzem Leiden der Königlich Sächsische Geheime Rat und Universitätsprofessor a. D. Dr. FERDINAND ZIRKEL im 75. Lebensjahre, nachdem er sich dort des wohlverdienten Ruhestandes nur wenige Jahre erfreut hatte.

FERDINAND ZIRKEL wurde als Sohn des Gymnasialprofessors für Mathematik JOSEPH ZIRKEL in Bonn am 20. Mai 1838 geboren. Seine von ihm hochverehrte Mutter Clara, die aus der Familie TRIMBORN stammte, lebte bis Ende der 80er Jahre in Bonn, und sie sowie seine verwitwete Schwester Antonie pflegte er als treuer Bruder und Sohn fast regelmäßig in seinen Ferien zu besuchen. Diese einzige Schwester ZIRKELS war verheiratet mit dem bekannten Mineralogen HERMANN VOGELSANG, der als Professor an dem Polytechnikum in Delft im Jahre 1874 starb. Der Tod der geliebten Schwester am 2. Mai 1907 be-

reiteten ZIRKEL großen Schmerz, um so mehr, da er unverheiratet geblieben war und keinen sonstigen Familienanschluß besaß.

FERDINAND ZIRKEL besuchte das von dem Direktor SCHOPEN geleitete Königliche Gymnasium in Bonn und bezog im Herbst 1855 nach bestandener Reifeprüfung die dortige Universität, um hier in erster Linie Geologie, Mineralogie und Chemie als Vorbereitung für das Bergfach zu studieren. Eng befreundet wurde er dort mit seinem späteren Schwager HERMANN VOGELSANG, der ebenfalls Bergbaubeflossener war und mit dem er zusammen mehrere Semester hindurch eine praktische Tätigkeit in verschiedenen Kohlengruben und Erzbergwerken der Rheinprovinz ausübte, um dann wiederum zum Studium an die Universität Bonn zurückzukehren. Zu seinen Lehrern gehörten hier in erster Linie GUSTAV BISCHOF, JAKOB NÖGGERATH und GERHARD VOM RATH.

Im Jahre 1860 bot sich ihm Gelegenheit, zusammen mit dem späteren Professor der Physiologie in Jena WILLIAM PREYER eine Reise nach den Faröer und Island auszuführen, und daran schloß sich auf der Rückreise ein dreimonatiger Aufenthalt in Schottland und England, um dort die berühmtesten Bergwerke zu besuchen. Diese Reisen waren für die wissenschaftliche Entwicklung ZIRKELS von der größten Bedeutung. In Island sammelte er das Material für seine Doktordissertation, die in lateinischer Sprache abgefaßt „*De geognostica Islandiae constitutione observationes*“ behandelte, und auf Grund deren er von der philosophischen Fakultät der Universität Bonn am 14. März 1861 zum Doktor promoviert wurde. Diese seinem verehrten Lehrer NÖGGERATH gewidmete Schrift erhebt sich weit über den Rahmen der gewöhnlichen Doktordissertationen und bringt neue Beobachtungen über den geologischen Bau Islands und eine genaue Beschreibung der daselbst auftretenden jüngeren Eruptivgesteine, von denen die bisher unter dem Namen „Trapp“ zusammengefaßten von ZIRKEL zu den basaltischen Gesteinen gerechnet werden. Außerdem wurden zehn Fundorte von Trachyt näher beschrieben.

Der Aufenthalt in England brachte ihm die Bekanntschaft mit HENRY CLIFTON SORBY, der bei der Untersuchung der Gesteine die mikroskopische Analyse anwandte und zuerst die wichtige Entdeckung des Vorkommens von Flüssigkeitseinschlüssen mit Bläschen in den Quarzen der Granite gemacht hat. Es ist das große Verdienst ZIRKELS, die von SORBY erlernte mikroskopische Untersuchungsmethode der Gesteine in Deutschland eingeführt und weiter vervollkommen zu haben.

Durch die genaue Feststellung der mit Hilfe des Mikroskops erkennbaren Eigenschaften der gesteinsbildenden Mineralien wurde es möglich, bisher ungeahnte Aufschlüsse über die Zusammensetzung und Entstehung der Gesteine zu erhalten. Mit Recht können wir daher ZIRKEL, der neue Bahnen in seiner Wissenschaft eingeschlagen und als Universitätslehrer eine besondere Schule gegründet hat, auch wenn verschiedene Gelehrte schon vorher das Mikroskop bei den Gesteinsuntersuchungen anwandten, als den Begründer der mikroskopischen Petrographie bezeichnen.

Hatte ZIRKEL den Aufenthalt in Island bereits für seine Doktordissertation nutzbar gemacht, so veröffentlichte er außerdem zusammen mit PREYER eine Beschreibung seiner „Reise nach Island im Sommer 1860“, die in Leipzig im Jahre 1862 erschien.

Nach bestandener Promotion gab ZIRKEL den praktischen Beruf als Bergmann auf, um sich ganz der Wissenschaft widmen zu können. Er begab sich zunächst im Jahre 1862 nach Wien, um dort unter WILHELM VON HAIDINGER an der geologischen Reichsanstalt und am Hofmineralienkabinet, dessen Direktor damals MORITZ HÖRNES war, zu arbeiten. Als Frucht seiner dortigen Tätigkeit veröffentlichte er in den Sitzungsberichten der k. k. Akademie der Wissenschaften 1862 einen Versuch einer „Monographie des Bournonit“ und in den Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt (Jahrbuch XIII) einen Aufsatz über „Mikroskopische Untersuchungen von Gesteinen und Mineralien“. Anknüpfend an die Beobachtungen von SORBY wies er in Graniten, Felsitporphyren und Quarztrachyten mikroskopische Einschlüsse von Glas- oder Steinmasse, von Flüssigkeiten und Dämpfen nach, die über die hydropyrogene Entstehung dieser Gesteine neues Licht verbreiteten.

Hier begann er die Untersuchung der von v. HOCHSTETTER in Neuseeland gesammelten Rhyolithe, deren mannigfache, erst durch das Mikroskop erkennbare Ausbildung er in der 1864 in Wien erschienenen Arbeit „Petrographische Untersuchungen über rhyolithische Gesteine der Taupo-Zone“ beschrieb.

ZIRKEL hatte sich durch seine Arbeiten eine derartige Anerkennung verschafft, daß er, ohne vorher als Privatdozent habilitiert gewesen zu sein, im Jahre 1863, erst 25 Jahre alt, als Extraordinarius an die Universität Lemberg berufen wurde und dort schon 1865 eine ordentliche Professur erhielt. In diesem Jahre ist er auch als Mitglied der Deutschen Geologischen Gesellschaft in der Sitzung am 5. April auf Vorschlag

der Herren GUSTAV ROSE, FERDINAND VON HOCHSTETTER und JUSTUS ROTH aufgenommen worden, und hat unserer Gesellschaft demnach 47 Jahre hindurch angehört. Er hat stets für unsere Gesellschaft ein lebhaftes Interesse bewiesen, besuchte mehrfach, namentlich in früheren Jahren, die allgemeinen Versammlungen und veröffentlichte in unserer Zeitschrift fünf größere Aufsätze und einige kleinere Mitteilungen. Auch seine erste wissenschaftliche Arbeit, die trachytischen Gesteine der Eifel, erschien bereits im Jahre 1859 im XI. Bande unserer Zeitschrift. Dem Beirat unserer Gesellschaft gehörte ZIRKEL von 1902—1904 an.

Eine Reise, die er im Sommer 1865 in den zentralen Teil der Pyrenäen unternahm, führte namentlich zu wichtigen Ergebnissen über den geologischen Bau der Pyrenäen und die im Granitkontakt auftretenden metamorphischen Tonschiefer und Jurakalke, die er in dem Aufsatz „Beiträge zur geologischen Kenntnis der Pyrenäen“ in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft im Jahre 1867 veröffentlichte. In demselben Jahre erschienen in der gleichen Zeitschrift „Mikroskopische Untersuchungen über die glasigen und halbglasigen Gesteine“. Diese wichtige Arbeit enthält die Ergebnisse der Untersuchung von 63 Dünnschliffen von Obsidianen, Bimssteinen, Perliten und trachytischen sowie felsitischen Pechsteinen. Die mikroskopischen Krystallbildungen der Entglasung, die er als Belonite und Trichite bezeichnete, werden hier zum ersten Male klar entwickelt.

Im Jahre 1868 folgte ZIRKEL einem Rufe als ordentlicher Professor an die Universität Kiel und veröffentlichte von hier aus neben verschiedenen anderen Arbeiten in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, im Neuen Jahrbuche für Mineralogie und in POGGENDORFFS Annalen das berühmte in Bonn 1870 erschienene Werk: „Untersuchung über die mikroskopische Zusammensetzung und Struktur der Basaltgesteine“, das er seinem Freunde SORBY widmete. In dieser für die Kenntnis der mineralogischen Zusammensetzung und Entstehung der Basaltgesteine so außerordentlich wichtigen Arbeit wird die Einteilung dieser Gesteine in Feldspatbasalte, Leucitbasalte und Nephelinbasalte zuerst durchgeführt.

Als CARL FRIEDRICH NAUMANN im Jahre 1870 sein Lehramt als ordentlicher Professor der Mineralogie und Geognosie an der Universität Leipzig niederlegte, wurde sein Nachfolger FERDINAND ZIRKEL. Seine Lehr- und Wanderjahre hatte er damit abgeschlossen und blieb nun nahezu

40 Jahre hindurch bis zu seinem Ruhestande als Lehrer der Universität Leipzig getreu. Erstaunlich ist die Tätigkeit, die er hier in dieser langen Zeit sowohl als Forscher und Schriftsteller als auch als Lehrer entfaltete. „Nunquam otiosus“ — diesen Wahlspruch hat er in vollem Maße zur Wahrheit gemacht.

Von seinen zahlreichen Schriften der Leipziger Zeit können nur die großen Werke hier Erwähnung finden.

Eine Reise nach Schottland im Sommer 1868 lieferte ihm das Material für die Untersuchung des geologischen Baues der älteren und jüngeren Eruptiv- und der Sedimentärgesteine, sowie der Gangverhältnisse auf den Inseln Arran, Mull, Iona, Staffa und Skye. Er veröffentlichte darüber im 23. Bande der Deutschen Geologischen Gesellschaft den Aufsatz: „Geologische Skizzen von der Westküste Schottlands.“

Sodann erschien 1873 bei W. ENGELMANN in Leipzig „Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine.“

In diesem wichtigen Lehrbuche werden die beiden Zweige der makroskopischen und mikroskopischen Gesteinsuntersuchung als gleichwertig hingestellt. Unter eingehender Berücksichtigung der bisher erlangten Forschungsergebnisse wird eine mikroskopische Kennzeichenlehre und Diagnostik der häufigeren gesteinsbildenden Mineralien gegeben, und es werden die Untersuchungsmethoden der Gesteine näher erörtert.

Im Jahre 1876 erschien in Washington als Volume VI der „Reports of United States geological exploration of the fortieth parallel“ ZIRKELS „Microscopical Petrography“, in der er auf Grund seiner mikroskopischen Untersuchungen eine mit 12 herrlichen Tafeln ausgestattete Beschreibung der Gesteine gibt, die bei der Erforschung des 40. Parallelkreises von den amerikanischen Geologen gesammelt worden waren. ZIRKEL war von CLARENCE KING, mit dem er im Sommer 1874 in New York zu diesem Zwecke zusammentraf, mit dieser ehrenvollen Aufgabe betraut worden und hat sie in glänzender Weise zum Ruhme der deutschen Wissenschaft gelöst.

Das Hauptwerk seines Lebens, in welchem er alle seine Forschungen zusammengefaßt und die vorhandene Literatur mit umfassender Kenntnis benutzt hat, bildet ZIRKELS Lehrbuch der Petrographie, das zuerst in zwei Bänden im Jahre 1866 in Bonn erschien und dann in bedeutender Erweiterung 1893—1894 in drei großen Bänden in zweiter Auflage herausgegeben wurde. Dieses unübertroffen dastehende

Werk gibt ein Gesamtbild der Kenntnisse der die Erdkruste zusammensetzenden Gesteine auf Grund der neuesten Forschungen in mineralogischer, chemischer und genetischer Beziehung. Auch die hier angewandte Einteilung der Gesteine ist ZIRKELS eigenes Werk.

Kein anderer war wie er so dazu berufen, CARL FRIEDRICH NAUMANNs Elemente der Mineralogie, die bereits in neun Auflagen erschienen waren, neu zu bearbeiten. Unter möglichster Erhaltung der Eigenart dieses Werkes löste er diese Aufgabe mit so glücklichem Erfolge, daß bereits im Jahre 1907 die fünfzehnte Auflage erscheinen konnte. ZIRKEL ist dabei den neueren Forschungen auf dem Gebiete der Mineralogie völlig gerecht geworden und hat zweckmäßig die Einteilung der Mineralien nach ihrer chemischen Konstitution vorgenommen.

Schließlich mag noch die für die Genesis der Basalte wichtige Arbeit „Über Urausscheidungen in rheinischen Basalten“ hier Erwähnung finden, die ZIRKEL in den Abhandlungen der sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften, mathematisch-physikalische Klasse 28, im Jahre 1903 veröffentlichte. Es handelt sich hier um Einschlüsse in dem Plagioklas-Basalt des Kleinen Finkenbergs am östlichen Rheinufer gegenüber Bonn, an dessen Aufbau sich die große Menge von 23 primären Mineralen beteiligen. Ihr Zusammentreten zu Kombinationen ist ein ganz ungewöhnliches, und in chemischer Hinsicht lassen sie die größten Gegensätze zu der eigentlichen Zusammensetzung des Basaltes und untereinander erkennen. Die genaue Gliederung der Mineralgemengteile ist besonders eigentümlich. Von Einschlüssen konnten 32 verschiedene Arten unterschieden werden, die nach den vorherrschenden Gemengteilen als besondere Gruppen unterschieden werden.

Und wie war ZIRKEL als akademischer Lehrer? Als er die Professur in Leipzig übernahm, war das mineralogische Institut und die Sammlungen noch in völlig unzureichenden Räumen in dem alten Universitätsgebäude am Augustusplatz untergebracht. Aber schon im Winter 1874 konnte er in das nach seinen Plänen neuerbaute mineralogisch-geologische Museum in der Talstraße 35 übersiedeln. Hier war für Anlage eines hellen, etwa 120 Personen fassenden Hörsaales, sowie für die nötigen Arbeits- und Sammlungsräume Sorge getragen worden, und an dieser Stätte hat ZIRKEL eine überaus erfolgreiche Lehrtätigkeit entfaltet.

Durch seinen klaren, ruhigen Vortrag, durch seine voll-

tönende, formvollendete Sprache wußte er seine Zuhörer zu fesseln und stets das lebhafteste Interesse für seine Darlegungen und Demonstrationen zu erwecken.

Da ZIRKEL eine führende Stellung in seiner Wissenschaft erlangt hatte, strömten die Schüler aus allen Ländern herbei, um seine Methode der mikroskopischen Gesteinsuntersuchung kennen zu lernen und seine Lehren weiter zu verbreiten und anzuwenden. Aus der ZIRKELschen Schule ist eine große Zahl tüchtiger Forscher und Hochschullehrer hervorgegangen. Durch sein lebenswürdiges, freundliches Wesen, durch seinen köstlichen Humor und die stetige Belehrung aus dem reichen Schatze seines Wissens gewann er sich die Herzen aller derer, die bei ihm arbeiteten und dadurch in nähere Beziehung zu ihm traten. Welch' große Liebe und Verehrung er bei seinen Schülern besaß, trat besonders bei zwei festlichen Veranstaltungen hervor, die ihm zu Ehren von seinen Schülern in die Wege geleitet waren.

Am 19. Dezember 1895, dem Tage, an dem ZIRKEL vor 25 Jahren seine Antrittsvorlesung „Über die Umwandlungsprozesse im Mineralreich“ in der Aula gehalten hatte, galt es, sein 25jähriges Jubiläum als ordentlicher Professor an der Universität Leipzig zu feiern. Seinem einfachen und bescheidenen Wesen entsprechend fand diese Feier in dem Hörsaale für Mineralogie in einer der regelmäßigen Vorlesungen statt. Eine größere Anzahl seiner alten Schüler war an diesem Tage nach Leipzig geeilt und hatte auf den vorderen Bänken des Auditoriums Platz genommen. Als ZIRKEL erschien, beglückwünschte ihn sein ältester Schüler Geheimer Hofrat Professor Dr. ERNST KALKOWSKY in herzlichen Worten und überreichte im Namen seiner alten Schüler ein künstlerisch ausgestattetes Album mit den Bildern einer großen Zahl derer, die einst zu den Füßen ihres geliebten Lehrers gesessen. ZIRKEL dankte in bewegten Worten und fand den Übergang zu seiner Vorlesung, die die Pseudomorphosen im Mineralreich behandelte, indem er in humorvoller Weise auf den Gegensatz hinwies zwischen den Pseudomorphosen, diesen verlogenen und trügerischen Gestalten des Mineralreichs und seinen treuen und anhänglichen alten Schülern, die er heute wie vor langen Jahren zu seiner großen Freude wieder um sich versammelt sähe.

Ebenfalls an der Stätte seiner Wirksamkeit, im Hörsaal des Mineralogischen Instituts vollzog sich am Vormittag des 20. Mai 1908 als ein weihevoller Akt die Feier seines 70. Geburtstages. ZIRKEL wurde an diesem Tage ausge-

zeichnet durch reiche Ehrungen der wissenschaftlichen Welt und erfreut durch die Aufmerksamkeit weiter Kollegen- und Freundeskreise. Im Namen seiner Schüler wandte sich Herr Geheimer Hofrat Professor Dr. ERNST KALKOWSKY an den verehrten Lehrer, indem er ihm zugleich mit einer kunstvoll ausgeführten Adresse das von Professor KARL SEFFNER in Leipzig geschaffene Bronzerelief ZIRKELS überreichte, das viele seiner Schüler von fern und nah zu seinem 70. Geburtstage gestiftet hatten.

Dieses plastische, in dunkelpatinierte Bronze ausgeführte Werk läßt den charaktervollen Kopf ZIRKELS aus flacher Vertiefung in feiner und treuer Nachbildung der Züge des Gelehrten in aller Schönheit hervortreten. Eine Verkleinerung dieses Kunstwerks hat Herr Geheimer Hofrat KALKOWSKY der Deutschen Geologischen Gesellschaft mit der Bestimmung überwiesen, daß sie stets von dem jeweiligen Vorsitzenden der Gesellschaft aufbewahrt werden solle. Die Worte, die KALKOWSKY zugleich mit den herzlichsten Glückwünschen an den Jubilar richtete, mögen hier wiedergegeben werden:

„In langer, rastloser, von reichsten Erfolgen gekrönter Arbeit haben Sie einem bedeutungsvollen Zweige der Geologie neue Bahnen erschlossen und der Mineralogie ein gewaltiges Hilfsmittel für kritische Sichtung der wissenschaftlichen Ergebnisse bereitet. Sie waren es, der zuerst die Berge mit dem Mikroskop zu untersuchen lehrte, Sie haben die ersten Grundlagen für den Gebrauch des Mikroskops in diesen Wissenschaften geliefert und Sie sind der eigentliche Begründer einer Untersuchungsmethode, die sich nun auch noch in ganz anderen Gebieten, wie in Chemie, Metallographie, Paläontologie, als fruchtbringend erweist.

Wir, Ihre Schüler, wollen uns aber heute nicht so sehr an den hervorragenden Gelehrten wenden, dessen Ruf und Ruhm über die Erde verbreitet ist, als vielmehr an unseren verehrten und geliebten Lehrer. Frei und unbefangen den Erscheinungen der Natur gegenüberstehend, mit tiefer Erkenntnis des menschlichen Strebens und seiner Kräfte, selbstlos, ruhig und gerecht gegen jedermann, ein Freund der Wahrheit in der Wissenschaft und im Leben, schlicht und fremd aller Eitelkeit, gewissenhaft und streng gegen sich selbst, sind Sie vor Ihre Schüler getreten; dem Einfluß Ihrer Persönlichkeit hat sich niemand entziehen können, der Ihre Vorlesungen hörte, und noch weniger einer der ungewöhnlich großen Schar derer, die Sie, ein aufrichtiger Freund der studierenden Jugend, mit unendlicher Geduld und mit liebevollem Eingehen auf die

Anlagen und Neigungen des Einzelnen besonders eingeführt haben in die selbständige Arbeit als Denker und Naturforscher.

Sie sind uns als ganzer Mann, ein Vorbild als Gelehrter und als Mensch erschienen, so wollen wir es uns nicht nehmen lassen, auch Ihr Bild in dauerhafter Form, ein schlichtes, ehernes Flachbild aus Professor SEFFNERS Meisterhand, dem Ihrer Leitung unterstehenden Mineralogischen Museum und Institut zu überweisen, damit dadurch auch ferneren Geschlechtern die Züge des Lehrers erhalten bleiben, zu dem wir stets dankbaren Sinnes und in unerschütterlicher Liebe und Anhänglichkeit emporgeschaut haben. Möge es ein Wahrzeichen sein des reinen wissenschaftlichen Sinnes, der in dem Mineralogischen Institut allezeit gewaltet hat und der immer walten möge an der Stätte, wo die Wissenschaften, die Sie gefördert und gelehrt haben, Pflege finden an der uns allen teuren Universität Leipzig.“

Hierauf erwiderte ZIRKEL, er sei sich wohl bewußt, daß es kein Verdienst sei, den 70. Geburtstag zu feiern, ebenso wenig sei das Leben, das ihm geschenkt worden sei, sein Verdienst. Er habe nur seine Schuldigkeit getan, aber es sei etwas Schönes und Herrliches, wenn ihm heute ein so großes Maß an Liebe und Sympathie entgegengebracht werde. Und dafür sage er Dank, herzlichsten Dank. Wohl gehen die Worte der Adresse über das, was ihm zukomme, hinaus, doch erfreue ihn innig die alte Treue, und wenn sein Bild den oberen Saal des Museums schmücken solle, in dem er 34 Jahre lang gewirkt, so erblicke er darin eine ihn hoch erfreuende Erkenntlichkeit der Spender von fern und nah. Er werde es in seine Obhut nehmen, solange er noch in diesen Räumen weile und dankbar auch des trefflichen, großen Künstlers, Professors KARL SEFFNER, der das Bild geschaffen, gedenken. Einem Würdigeren hätte fürwahr dieser Ehrenplatz gebührt, seinem unvergleichlichen Vorgänger KARL FRIEDRICH NAUMANN, dessen Geognosie zu einem nie versagenden Ratgeber aller Nationen geworden. Ihm selbst sei die Stunde, in der es ihm beschieden gewesen, so viele alte, im persönlichen Verkehr lieb-gewonnene Freunde um sich zu sehen, zu einer unvergeßlichen geworden, und das Gedächtnis daran leite ihn als schönster Schmuck in das 71. Lebensjahr.

Ein Festmahl, bei dem neben trefflichen Tafelreden auch der Humor zur Geltung kam, vereinigte am Nachmittag im Kaufmännischen Vereinshause die Schüler und Freunde mit dem hochgeschätzten Jubilar.

Bald nach dieser Feier, am Schluß des Sommersemesters 1909, legte ZIRKEL sein Lehramt nieder und zog im August dieses Jahres nach seiner Vaterstadt Bonn, um hier die letzten Jahre seines Lebens in ruhiger Tätigkeit zu verbringen. Hier verfaßte er seine letzte Arbeit: „Über die granitischen Einschlüsse im Basalt des Finkenberges bei Bonn“, die 1911 im Zentralblatt für Mineralogie erschien.

Sein ganzes Leben hindurch erfreute sich ZIRKEL einer vortrefflichen Gesundheit, und er hatte sich die geistige und körperliche Frische bis zu seinem Alter bewahrt. Im Jahre 1894 bis 1895 unternahm er in Begleitung seiner Schwester eine Reise nach Ceylon und Indien, von der er eine so anziehende Schilderung gegeben hat. Noch in voller Rüstigkeit nahm er 1897 an dem VII. internationalen Geologenkongreß in St. Petersburg und an der sich daran anschließenden Exkursion auf der Wolga nach dem Kaukasus und Baku teil, und es war mir eine große Freude, im Verein mit meinen Freunden, Professor WICHMANN-Utrecht und Geheimrat Professor JENTZSCH-Berlin, auf diese Weise mit unserem verehrten ehemaligen Lehrer fast täglich zusammen sein zu können.

ZIRKEL hat es an ehrenden Anerkennungen seiner erfolgreichen Tätigkeit von seiten der Wissenschaft und von seinem Landesherrn nicht gefehlt. Er war Mitglied der Akademien der Wissenschaften von Leipzig, Berlin, Wien, München, Göttingen, Kristiania, Turin, Rom, London, Edinburgh und New York. Außerdem gehörte er als Mitglied der Kaiserlich Deutschen Leopoldinisch-Carolinischen Akademie der Naturforscher an und war bis zu seinem Tode Vorstandsmitglied der mineralogisch-geologischen Sektion dieser Akademie. Die Universität Oxford hat ihn im Jahre 1907 zu ihrem Ehren doktor ernannt, und durch das Vertrauen seiner Kollegen wurde er in demselben Jahre zum Rektor der Universität Leipzig erwählt. Lange Jahre hindurch ist ZIRKEL mit Erfolg als Mitglied der Deputation der Mansfelder Kupferschiefer bauenden Gesellschaft tätig gewesen, und ihm zu Ehren ist ein dortiger Schacht als „ZIRKEL-Schacht“ benannt worden.

Im Jahre 1883 wurde er zum Geheimen Bergrat und im Jahre 1899 zum Königlich Sächsischen Geheimen Rat ernannt. Von den Fürsten ist ZIRKEL durch Verleihung verschiedener hoher Orden ausgezeichnet worden.

Welche Liebe und Verehrung ZIRKEL überall besessen, zeigte sich auch zuletzt bei seinem Hinscheiden. Als Sohn der katholischen Kirche fand seine Beerdigung am 14. Juni nach katholischem Ritus statt. Bei der Trauerfeier in der

Wohnung des Entschlafenen an der Königstraße würdigte sein Bonner Fachkollege, Geheimrat Professor Dr. BRAUNS, die Bedeutung ZIRKELS als Forscher und Mensch in warmen Worten. Sodann zollte ihm sein Nachfolger auf dem Lehrstuhle in Leipzig, Geheimrat Professor Dr. RINNE, im Auftrage der Leipziger philosophischen Fakultät und der Königlich Sächsischen Akademie der Wissenschaften die herzlichste Anerkennung. Die Beisetzung fand am Nachmittag auf dem alten Friedhofe statt. Am Grabe richtete Professor Dr. PHILIPPSON als ehemaliger Schüler ZIRKELS im Namen der älteren Schüler an die Trauerversammlung eine kurze Ansprache. „Die hohe Gestalt FERDINAND ZIRKELS“, so schloß er, „umschloß einen hohen edlen Sinn und ein warmes, treues Herz. Einem solchen Menschen nahegekommen zu sein, ist ein Schatz, den jeder seiner Schüler das ganze Leben behüten werde“.

Aber nicht nur seinen Schülern und den jetzt lebenden Fachgenossen wird FERDINAND ZIRKEL unvergeßlich bleiben, sondern auch in den Annalen der Wissenschaft, die er gefördert hat, wird sein Name zu allen Zeiten mit hohen Ehren genannt werden. Von ihm können wir sagen: „exegit monumentum aere perennius!“

Die Versammlung erhebt sich zu Ehren des Entschlafenen.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglied beizutreten:

Herr Dr. LOTHAR KRUMBECK in Erlangen, vorgeschlagen von den Herren LENK, ROTHPLETZ und BROIL.

Herr Dr. KARL FERDINAND VON VLEUTEN, Anstaltsarzt in der Irrenanstalt Dalldorf in Berlin-Wittenau, vorgeschlagen von den Herren RAUFF, WAHNSCHAFTE und RASSMUS.

Herr Chemiker Dr. B. JAECKEL in Elberfeld, Siegfriedstraße 39, vorgeschlagen von den Herren WALDSCHMIDT, WAHNSCHAFTE und HENNIG.

Der Vorsitzende legt der Versammlung einige eingegangene Werke vor.

Herr J. KUNTZ spricht über die geologischen Verhältnisse des Kaokofeldes.

Einleitung.

Unsere Kolonien sind im allgemeinen in geologischer Beziehung noch recht wenig bekannt, am meisten noch Deutsch-

Südwestafrika, und in dieser Kolonie hauptsächlich der südliche Teil. Im Norden ist nur die Mitte, die Gegend von Grootfontein, Otavi, Outjo, Omaruru und Erongo näher bekannt geworden, während der flache Osten mit seiner Bedeckung durch jüngere Steppenbildungen geringeres Interesse bietet. Die Nordwestecke aber der Kolonie mit ihren wild zerklüfteten felsigen Gebirgen bildet ein sehr günstiges Feld für den forschenden Geologen, und es war mir daher eine interessante Aufgabe, als ich Anfang 1910 von der Kaoko-Land- und Minen-Gesellschaft den Auftrag erhielt, dieses Gebiet in einer größeren Expedition bergmännisch und geologisch zu erkunden.

Das Gebiet, in welchem die Kaoko-Gesellschaft Land- und Minenrechte ausübt, ist ungefähr 100 000 qkm groß und wird begrenzt im Norden vom Kunene, im Westen vom Atlantischen Ozean, im Süden vom Ugab und im Osten vom 15° östlicher Länge von Greenwich. Die Nordostecke wird durch eine von der Swartboidrift in südöstlicher Richtung verlaufende Linie abgeschnitten. Wenn auch bei dem Mangel an Humus und Bodenkultur in jenen ariden Regionen, bei der felsigen Beschaffenheit des Geländes und bei der klaren, durchsichtigen Hochlandluft die geologischen Formationen meist schon aus weiter Ferne erkannt werden können, eine geologische Kartierung hier also leichter ist als in Europa, so ist eine gründliche Durchsuchung eines so großen Gebietes innerhalb 2 Jahren naturgemäß unmöglich. Die angefertigte Karte gibt daher nur ein allgemeines Bild über die Verteilung der einzelnen Formationen und soll eine Art Unterlage für weitere Forschungen und eine Hilfe für Prospektoren bilden.

Im ersten Jahre der Expedition begleitete mich Herr Bergassessor LIESEGANG, im zweiten Herr Bergingenieur Dr. KRAUSE, der auch die Expedition zu Ende führte, nachdem ich aus Gesundheitsrücksichten genötigt war, schon einige Monate vor der in Aussicht genommenen Beendigung der Arbeiten das Land zu verlassen. Außerdem nahm ich mit: einige Prospektoren, eine Anzahl Eingeborene und die nötige Ausrüstung an Wagen, Karren, Zugochsen, Reitpferden, Packtieren, Kamelen usw.

Da das Land noch sehr wenig und teilweise gänzlich unbekannt war, so machte es sich nötig, zunächst einen Überblick über die vorhandenen Formationen zu erlangen, um entscheiden zu können, wo die meiste Aussicht für Auffindung nutzbarer Mineralien vorhanden war. Diese Arbeit nahm das erste Jahr in Anspruch, während das zweite hauptsächlich

der Beschürfung der gemachten Funde und der näheren Untersuchung solcher Landstriche gewidmet war, die für weitere Funde Aussicht boten.

Die Expedition begann ihre Arbeit in der Gegend von Franzfontein, zog sich im östlichen Teile des Gesellschaftsgebietes allmählich nordwärts bis an den Kunene, um dann den westlichen Teil von Norden nach Süden zu durchziehen. Dabei hielt sich die Wagenkolonne auf den wenigen Routen, auf denen ein Fahren möglich war, während wir mittels leichten Karren oder nur Packtieren von einer Wagenbasis aus die umliegenden Landschaften absuchten. Die unwegsame Natur des Landes macht das Vordringen oft sehr schwierig und gestattet manche Teile des Landes nur flüchtig zu durchsuchen. So ist der nördliche und nordwestliche Teil des Landes so zerklüftet, daß man nur mit Packtieren, teilweise auch mit Karren in ihn eindringen kann. Wasser ist, im östlichen Teil wenigstens, genügend vorhanden; die Schwierigkeit besteht nur darin, die Wasserstellen aufzufinden, da die wenigen vorhandenen Eingeborenen bestrebt sind, diese dem weißen Eindringling zu verbergen. Jagbare Tiere sind in genügender Menge vorhanden, jedenfalls viel reichlicher als im übrigen Südwestafrika. Alle übrigen Nahrungsmittel aber müssen mitgeführt oder auf Wagen oder Karren von Zeit zu Zeit nachgeholt werden.

Oberflächengestaltung.

In morphologischer Hinsicht läßt sich das Kaokofeld in 4 Teile zergliedern:

1. Das Hochplateau im Osten,
2. der Steilabfall des Plateaus nach Westen zu,
3. die Tafelbergkette im Westen,
4. das Küstengebiet.

1. Das Hochplateau

bildet einen Teil des westlichen Randes des großen süd-afrikanischen Hochlandes, welches teilweise flache Busch- und Baumsteppe bildet, teils auch von Berg- und Hügelreihen durchzogen ist, die meist in nordost-südwestlicher Richtung streichen, wenn sie aus krystallinen Schiefern, in südost-nordwestlicher oder südnördlicher Richtung aber, wenn sie aus Otavischichten bestehen. Zwischen den einzelnen Flußsystemen ragt mit der Wasserscheide als Rückgrat das Hochland in Ausläufern weiter nach Westen, namentlich zwischen Kunene

und oberen Hoarusib und zwischen Hoanib und Huab, wo es bis an die Tafelbergkette hinanreicht.

2. Der Steilabfall.

Die meist in südwestlicher Richtung laufenden Täler der periodisch fließenden Flüsse haben im Osten noch flache Täler, schneiden aber nach Westen zu immer tiefer in das Hochplateau ein und bilden mit den vielen Zuflüssen ein Netz von felsigen Schluchten, so daß sich das Hochland nach dieser Richtung zu immer mehr in ein wild zerklüftetes Erosionsgebirge auflöst. Namentlich dort, wo die Otavikalke so weit nach Westen vordringen, wie in der Gegend nördlich Zesfontein und am westlichen Quellfluß des Hoarusib, haben sich ganz besonders schroffe Erosionsformen herausgebildet, während diese im Süden im Granitgebiet viel milder erscheinen. Im Süden, der überhaupt niedriger ist, reicht das Erosionsgebirge weiter ins Innere des Landes hinein bis an die östliche Grenze des Kaokofeldes.

3. Die Tafelbergkette

der Kaokoformation durchzieht fast das ganze Kaokofeld von SO nach NW und unterbricht den Steilabfall des Hochlandes nach der Küste. An ihr haben sich die von Osten kommenden Wasserläufe gesammelt und in mehreren Pforten die Kette nach der Küste zu durchbrochen. Diese Pforten des Hoarusib, Hoanib und Huab teilen die Kette in vier ungleich große Teile. Weiter im Norden, jenseits des Kunene, sowie im Süden des Kaokofeldes am Goantagab verschwindet die Tafelbergkette, und die Kaokoformation tritt dort nicht mehr gebirgsbildend auf.

4. Das Küstengebiet

fällt äußerst steil nach der Küste zu ab, da die 14—1500 m hohe Tafelbergkette nur 40—70 km — im Norden weniger weit, im Süden weiter — von der Küste entfernt ist. Nur kurz vor der Dünenkette finden sich stellenweise flachere Strecken Landes. Eine Dünenkette ist nicht überall vorhanden, das hat sowohl petrographische Gründe insofern, als der Dünen sand hauptsächlich Graniten und Gneisen entstammt, aber weit über seinen Ursprung hinaus nach Norden geweht ist, als auch hydrographische insofern, als die in Folge des fast beständig wehenden heftigen Südwindes immer weiter nach Norden fortschreitenden Dünenketten solche Flüsse, welche häufig abkommen, nicht überschreiten können, weil der in das Flußbett gewehrte Sand immer von Zeit zu Zeit vom

Fluß mit ins Meer gespült wird. So haben sich an manchen Flußmündungen, hauptsächlich am immer fließenden Kunene, im Süden große Mengen Dünenandes angehäuft, während die Nordbank frei ist von Sand. Andere Flüße wie Uniab, Hoanib sind an der Mündung gänzlich versandet. Größere Lücken in der Dünenkette finden sich nördlich vom Ugab und von Hoarusib.

An der Oberflächengestaltung sind auch gewisse tektonische Linien beteiligt, welche in der Hauptsache eine südnördliche oder südost-nordwestliche Richtung haben. Aus Spalten, die in dieser Richtung verlaufen, drangen die Effusivgesteine empor, welche als Decken die Hauptmassen der Tafelbergkette zusammensetzen. Staffelbrüche laufen etwa parallel der Küste und bewirken, daß man nach der Küste zu vordringend auf der Bruchlinie aus dem unterliegenden Gneis in die viel jüngere, flach liegende Kaokoformation gelangt, trotzdem man steil abwärts steigt. An einer Stelle der Küste nördlich Uniabmund fand ich auch diese Decken mit Sandsteinschichten 30° nach Osten einfallend.

Auch weiter im Innern sind von Südost nach Nordwest laufende Bruchlinien zu beobachten, so bei Warmbad quer über das Hoanibtal, wofür auch die hier vorhandenen warmen Quellen von Warmbad und Numas sprechen. Eine große Bruchlinie verläuft auch in ostwestlicher Richtung, der Südabfall des Owatschimbahochlandes in das Tal des östlichen und westlichen Quellflusses des Hoarusib. Dieser nur wenig durch Erosion gegliederte Hochlandsrand kann kaum anders erklärt werden.

Die geologischen Formationen

des Kaokofeldes kann man in drei Gruppen einteilen:

1. die sogenannte südafrikanische Primärformation,
2. die Otavischichten und
3. die Kaokoformation.

1. Die Primärformation

besteht, wie im übrigen Südafrika, aus Gneisen, Glimmerschiefern, Phylliten, Talkschiefern, Quarziten, quarzitischen Sandsteinen, Hornblendeschiefern und namentlich auch den verschiedensten Übergängen zwischen quarzitischen Sandsteinen, Grauwackenschiefern, Arkosen, Quarziten, Glimmerschiefern und Gneisen. Auch hier kann man von einem älteren System

reden, in dem Gneise und Glimmerschiefer vorherrschen und einem jüngeren, in dem Phyllite, quarzitisches Sandsteine und Quarzite vorherrschen. Bei der starken Faltung und dynamischen Beeinflussung der Schichten ist es sehr schwierig, die Grenze zwischen beiden überall festzustellen oder Diskordanzen zu erkennen. Die Schichten stehen meist steil aufgerichtet und zeigen in der Nähe des Granits Kontakterscheinungen.

Die Eruptivgesteine dieser Gruppe werden gebildet von gangförmig und deckenförmig auftretenden Diabasen, von Dioriten und von Granit, der sowohl in Gängen verschiedenen Alters das Gebirge durchsetzt, als auch große Verbreitung in Massiven besitzt. Im Süden, an der Küste und an der mittleren Ostgrenze treten solche Massive auf. Der Granit ist meist ein Hornblendegranit mit rötlichem Orthoklas, wie ebenso die Gneise in der Regel Hornblendegneise sind. Es sei gleich hier bemerkt, daß auch junger Granit auftritt, der die jüngeren Sandsteine durchbricht.

Die Primärformation bildet im Kaokofeld zwei große zusammenhängende Komplexe, einen im Süden und Osten, den anderen im Nordwesten. Da die Primärformation die Basis der anderen bildet, so zieht sie sich auch meist in den tiefingeschnittenen Flußtalern aufwärts, soweit die darüber liegenden Formationen bereits abgetragen sind, wie am Kunene, Hoarusib und Hoanib besonders deutlich zu erkennen ist.

Von Erzen kommen vor in den alten Schiefern Goldquarze namentlich in der Nähe von Grünsteingängen, ferner Eisenerz als Magnetit und Hämatit in linsenförmigen Einlagerungen, Kupfererze als Nester in Quarzgängen und Zinnerz in der Nähe des Granitkontaktes.

2. Die Otavischichten

bestehen aus quarzitischen Sandsteinen, in denen stellenweise Konglomerate eingelagert sind, und die z. T. reich an Feldspat sind. Über ihnen oder in ihnen eingelagert kommen auch Tonschiefer vor, namentlich wo die ganze Formation ihre größte Mächtigkeit erlangt nördlich Zesfontein. Über Sandstein und Schiefer liegen die oft zu großer Mächtigkeit anschwellenden Schichten des dolomitischen Kalksteins, der von Otavi aus wohl bekannt ist und überhaupt sowohl in der Kolonie wie in ganz Südafrika eine weite Verbreitung besitzt. Stellenweise findet man auch reine Dolomitschichten sowie krystallinen Kalk.

Die ganze Schichtengruppe liegt wellig gefaltet diskordant auf den krystallinen Schiefern und dem alten Granit und

hat die größte Ausdehnung im Osten des Kaokofeldes, von wo sie sich in der Mitte und im Norden in geringerem Grade auch im Süden in halbinselförmigen und inselförmigen Partien weit nach Westen hinzieht. Sie bildet die höchsten Gipfel des Kaokofeldes, und ihr verdankt auch der östliche Teil des Landes den verhältnismäßigen Reichtum an guten starken Quellen. Im Süden kommen die Schichten in ostwestlich verlaufenden Hügelzügen aus dem Outjodistrikt und gehen, die Spitzen der Berge bedeckend, in Enklaven bis an die Tafelbergkette heran, wo sie z. T. von der Kaokoformation bedeckt werden. Sie bestehen hier nur aus dolomitischem Kalkstein und Kalkbreccien. Südlich Otjitambi ist dieser Kalkstein auf den Spitzen einer Reihe höherer Hügel noch zu sehen. Weiter im Norden bilden Sandstein und Kalkstein wellige Hügelreihen von SO nach NW oder südnördlich verlaufend, westlich davon ein wild zerrissenes, schwer zugängliches Erosionsgebirge. Die bis 300 m hohen senkrechten Felsenwände der Hoanibschluchten werden von Kalkstein gebildet, der hier vielfach verkieselt ist, und der noch bedeutendere Steilabfall des Owatschimba-hochlands vom Ehombo und Etorocha in das Kunenetal besteht ebenfalls aus dieser Formation. Wie nach Süden, so verschwindet auch nach Westen zu der unterliegende quarzitisches Sandstein und der Schiefer, und der Kalkstein liegt direkt auf der Primärformation.

Das Alter der Schichten kann man wie das mancher anderen südafrikanischen Formation mangels Fossilien nur ungenau bestimmen. In Südafrika liegt der Dolomit, der den Otavischichten entspricht, zwischen Blackreef und Gatsrand- oder Pretoriaschichten, und man rechnet ihn zum Silur oder Devon. Darauf deuten auch schlechte an Orthoceratiden erinnernde Versteinerungen hin, die sich im Kalk finden. Ich fand eine solche nordöstlich Ombombo auf der Spitze des Okahosuberges. Im Süden der Kolonie entspricht dem Otavikalk der Schwarzkalk RANGES. Im Kaokofeld hat er jedenfalls aber meist eine helle, hechtgraue Farbe wie auch in Südafrika.

In dieser Formation, und zwar unter dem dolomitischen Kalkstein zwischen Quarziten und quarzitischen Sandsteinen finden sich große Lager teils minderwertigen, teils hochwertigen Eisenerzes, Magnetit und Hämatit, eingebettet, wie überhaupt die ganze Schichtengruppe reich an Eisenerzen ist. Auch kupfer- und bleierzhaltige Quarzgänge sind vorhanden, und in einem Falle fanden wir auch einen schwach goldhaltigen Quarzgang in den quarzitischen Sandsteinen.

3. Die Kaokoformation

bildet die große Tafelbergkette, welche sich durch das ganze westliche Kaokofeld von Südost nach Nordwest erstreckt und setzt sich aus horizontal gelagerten Schichten und Decken basischen Eruptivgesteins zusammen. Die Schichten, Tonschiefer und mürbe Sandsteine von gelblicher und rötlicher Farbe liegen diskordant horizontal auf der Primärformation, und an den wenigen Stellen, wo sie mit Otavischichten zusammentreffen, auch diskordant über diesen. Im Norden habe ich Mächtigkeiten dieser Schichtengruppe von 100 m gemessen, im Süden bis 50 m, und in der Mitte des Landes beträgt die Mächtigkeit bisweilen nur wenige Meter, auch fand ich Sandsteinschichten zwischen einzelnen Decken eingelagert. Diese Schichten sind nicht überall vorhanden, vielfach liegen die Decken der Effusivgesteine direkt auf dem unterliegenden Granit oder krystallinen Schiefen, diese Decken haben sich also wahrscheinlich entlang der Küste ausgebreitet. Sie bestehen hauptsächlich aus Melaphyrmandelsteinen und Augitporphyriten (nach Bestimmung durch Herrn R. BECK). Die Mandeln bestehen aus Calcit, Zeolithen, besonders Desmin und Achaten oder Quarz und sind oft in grünen Delessit eingehüllt. Streckenweise ist die Küste weithin mit schönen Achatmandeln bis zur Größe eines Kürbisses bedeckt, die von dem Wasser ausgewaschen, und durch die fortwährenden schroffen Temperaturwechsel zerborsten sind. Die Mächtigkeit dieser Decken beträgt stellenweise über 400 m. Ursprünglich war die ganze Küste von ihnen bedeckt, auch fand ich im östlichen Kaokofeld z. B. nordwestlich Khoabendus noch geringe Überreste solcher Decken. Mit der fortschreitenden Erosion lösten sich die anfangs über den größten Teil des jetzigen Kaokofeldes ausgebreitete eruptiven Decken in Tafelberge, in Spitzberge, in rundliche Kuppen auf, und endlich verschwand der Melaphyr und Porphyrit fast vollständig im Osten und teilweise auch westlich der Tafelbergkette. Auch der mächtige Granitklotz des Brandberges mag einstmals von einer Porphyritdecke bedeckt gewesen sein, wie schon Gürich vermutet, der vor etwa 15 Jahren die Südostgrenze des Kaokofeldes besuchte.

Heutzutage bildet die große Tafelbergkette und die Formation, aus der sie besteht, etwas Eigenartiges für das Kaokofeld, weshalb wohl der Name „Kaokoformation“ berechtigt ist, wenn sie auch unter die anderen südafrikanischen Formationen eingegliedert werden muß. Wenn man die Otavischichten mit den Namaschichten des südlichen Südwestafrika und dem Kapsystem des englischen Südafrika identifiziert, so

kann man die Kaokoformation vielleicht zu dem Fischflußsandstein oder sogar zur unteren Karu rechnen. Leider gelang es mir nicht, Versteinerungen zu entdecken, auch fand sich bisher kein Dwyka, und da außer rezenten oder diluvialen Bildungen keine jüngeren Schichten mit diesen Schichten zusammen vorkommen, so ist man, wie so oft in Südafrika, bei Bestimmung des Alters dieser Formation auf Vergleiche mit anderen Vorkommen, sowie auf stratigraphische und petrographische Eigenschaften angewiesen. Die Kaokoschichten liegen nun deutlich diskordant auf den Otavischichten, die zur Namaformation gehören, und zwar überall horizontal bis auf einige Punkte an der Küste, wo augenscheinlich in jüngerer Zeit Bewegungen stattgefunden haben. Die mürben oft eisen-schüssigen Sandsteine in Verbindung mit Melaphyrmandelsteinen und Augitporphyriten, die auch in der Karu Südafrikas vorkommen, lassen eher auf untere Karu, als obere Kapschichten schließen.

Die jüngsten geologischen Bildungen im Kaokofeld bestehen aus Steppenkalcken und -sandten, sowie Ablagerungen von Flüssen und ehemaligen Binnenseen, namentlich am oberen Hoanib und Hoarusib und am oberen Awahuab. An den Rändern dieser Becken findet man kalkige Sandsteinterrassen, am Unterlauf der Flüsse Schotterterrassen, die oft 30—40 m über der jetzigen Talsohle anstehen. Auch diese jüngeren Bildungen bieten dankbare Objekte für eingehendere Forschungen.

Zur Diskussion sprechen die Herren GÜRICH, SCHEIBE und der Vortragende.

Herr STREMMER spricht über „eine chemische Unterscheidung zwischen Asphalten auf primärer und sekundärer Lagerstätte“.

In der Diskussion sprechen die Herren RAUFF, GOTHAN und der Vortragende.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
WAHNSCHAFTE.	RAUFF.	HENNIG.

Briefliche Mitteilungen.

22. Neue Glimmerlagerstätten in Deutsch-Ostafrika.

VON HERRN PAUL RANGE.

Berlin, im Juni 1910.

Seit längerer Zeit wird Glimmer in den Ulugurubergen östlich Daressalaam bergmännisch ausgebeutet. Im vergangenen Jahre ist nun auch in West-Usambara erfolgreich auf Glimmer geschürft. Ich hatte Gelegenheit, bei einem mehrwöchentlichen Besuch in Deutsch-Ostafrika einen Teil dieser Glimmer-Vorkommen zu besichtigen.

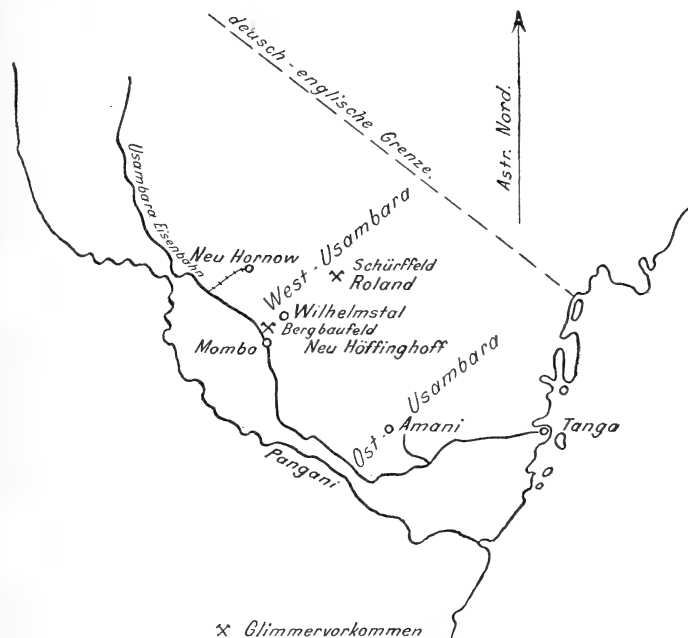
Es konnten natürlich nur einige der weit auseinanderliegenden Lagerstätten eingehender untersucht werden, da im ganzen 5 Tage zur Verfügung standen; doch scheint das Vorkommen im allgemeinen überall gleichartig zu sein.

Das Bergbaufeld „Neu-Höfninghoff“, für das zur Zeit meiner Anwesenheit bereits Abbaurechte verliehen waren, liegt am Südhang der Berge von West-Usambara an der älteren Straße nach Wilhelmstal, etwa 6 km nördlich Mombo am Abhange des 1450 m hohen Masagembaberges. Das Wohnhaus befindet sich in 770 m Meereshöhe. Zur allgemeinen Orientierung der Lage der neuen Vorkommen bitte ich, die nebenstehende Skizze einzusehen.

Am Wege von Mombo zum Bergwerk ist mehrfach Gneis aufgeschlossen, dessen Generalstreichen etwa Nord—Süd bei westlichem Einfallen ist. In der näheren Umgebung der Glimmer-vorkommen steht dagegen kugelig abgesonderter Granit an. Der Granit bildet einen Lakkolithen, der wahrscheinlich die Aufwölbung der Gneisschichten West-Usambaras verursacht hat. Er wird von einer Anzahl von Pegmatitgängen durchsetzt. Dieselben streichen observiert N 25 W bis N 40 W bei meist schwachem Einfallen nach West oder seigerer Stellung. Die Mächtigkeit der Gänge schwankt zwischen 10 cm und 6 m im Maximum; die meisten wurden mit 1,2 bis 1,5 m

Mächtigkeit aufgeföhren. Sie lassen sich 200 bis 400 m weit verfolgen. Auch die einzelnen Gänge weisen natürlich Schwankungen in der Mächtigkeit auf; sie haben Apophysen, keilen aus, scharen sich und besitzen vor allem linsenartige Erweiterungen, in denen meist reiche Glimmernester stecken.

Die Mineralien der Pegmatitgänge sind Plagioklas, Quarz und Muscovit; akzessorisch kommen Turmalin und Granat vor. Die Einzelindividuen aller Mineralien erreichen bedeutende Größen.



Glimmerlagerstätten in Westusambara.
Maßstab 1:2500000.

Im allgemeinen ist der Quarz in der Gangmitte zur Abscheidung gekommen, während Glimmer und Feldspat an den Salbändern auskrystallisiert sind. Die Plagioklase zeigen bisweilen 30 cm lange Einzelindividuen, haben aber meist keine wohlausgebildeten Krystallformen. Der Quarz ist in derben Massen ausgeschieden. Turmalin findet sich in bis 10 cm langen, 2—3 cm starken Säulen vorwiegend im Quarz, während bis 5 cm im Durchmesser haltende Granaten hauptsächlich zwischen Glimmer und Feldspat zur Abscheidung gelangt sind.

Einzelne Handstücke zeigen, daß der Turmalin stets wohlkrystallisiert ist, und daß seine Krystallflächen die Bildung von Krystallen des Glimmers und Quarzes verhindert bzw. beeinflußt haben. Die Granaten sind bisweilen in kleinen Krystallen dem Glimmer eingewachsen. Daraus ergibt sich, daß diese akzessorischen Mineralien zunächst zur Abscheidung gelangten. Ferner zeigt der Glimmer die besten Krystalle, bisweilen auch noch der Feldspat, schließlich kommt der Quarz, ab und zu in rauchgrauen, meist aber in rein weißen derben Massen vor. Bei diesen Pegmatitgängen ist also die Reihenfolge der Auskrystallisierung ausgezeichnet zu beobachten. Die Reihe ist: Turmalin, Granat, Muscovit, Plagioklas, Quarz.

Das technisch wichtigste Mineral der Gänge ist der Muscovit. Er tritt bisweilen in außerordentlich großen Platten auf; so sah ich eine von 90×65 cm, eine andere von 65×65 cm größten Durchmessern. Noch größere Stücke entstammen dem Schürffeld Roland, das in Luftlinie etwa 15 km nordöstlich von Wilhelmstal liegt, dem gleichen Unternehmer gehört und geologisch ein gleichartiges Vorkommen darstellen soll. Von hier stammten Platten von 119×52 cm, 93×55 cm und 115×35 cm größten Durchmessern. Der Glimmer ist meist rauchbraun gefärbt; auch helle Stücke sind nicht selten. Er zeigt oftmals Rosetten von Eisenverbindungen, welche Skelettformen bilden, die gesetzmäßig wesentlich der sechsseitigen Umrandung folgen. In frischem Zustand ist der Glimmer sehr biegsam und spaltet ausgezeichnet nach der Basis. Beim Abbau wurde beobachtet, daß große Individuen, welche dem Feldspat eingewachsen sind, besser spalten und weniger brüchig sind als die im Quarz auftretenden.

1

23. Das Senon von Boimstorf und Glentorf.

Von Herrn A. MESTWERDT.

(Mit 4 Figuren.)

Berlin, den 19. April 1912.

In dem weiteren nördlichen Harzvorlande treten senone Schichten an einer größeren Zahl von Stellen teils als isolierte, rings von Diluvium umgebene Kuppen, teils in Verbindung mit mesozoischen oder tertiären Sedimenten auf. Der

reiche Fossilinhalt dieser verschiedenen Senonvorkommen hat zu einer Reihe von paläontologischen Abhandlungen Veranlassung gegeben, so daß wir auch über ihre stratigraphische Stellung meist recht gut unterrichtet sind. Während man sich aber hinsichtlich der Lagerungsverhältnisse vielfach mit der Feststellung begnügte, daß das Senon sich transgredierend über ältere mesozoische Schichten ausbreite, hat man sich neuerdings einer eingehenderen Untersuchung dieser Transgression und ihrer Bedeutung für gebirgsbildende Vorgänge zugewandt.

Bei der von der Königl. Preussischen Geologischen Landesanstalt ausgeführten Spezialaufnahme des braunschweigischen Kreises Helmstedt hat nun Herr HARBORT das Senon von Lauingen bei Königslutter untersucht, über das er an anderer Stelle berichten wird, während ich die ebenso bekannten Vorkommen von Boimstorf und Glentorf auf Blatt Heiligendorf¹⁾ dargestellt habe. Über jene drei Fundorte besitzen wir eine ausgezeichnete Monographie von GRIEPENKERL²⁾, zu der WOLLEMAN³⁾ später einen Nachtrag lieferte. GRIEPENKERL berührt einleitend die geognostischen Verhältnisse des Senons, und zwar augenscheinlich im Anschluß an die v. STROMBECK-EWALDsche Karte, die allerdings heute einiger Ergänzungen und Berichtigungen bedarf.

In folgendem gebe ich nun zunächst eine Beschreibung der stratigraphischen Verhältnisse des von mir untersuchten Senons, wobei ich im wesentlichen der GRIEPENKERLschen Gliederung folge, erwähne anschließend kurz die mesozoischen und tertiären Schichten, die sich in der Nachbarschaft finden, um mich alsdann den Lagerungsverhältnissen zuzuwenden.

A. Stratigraphische Verhältnisse.

Das Senon, das sich von dem Langenberg bei Rothenkamp westlich von Boimstorf vorbei über den Ziegenhorstberg nach Glentorf in einem leichten, SW—NO gerichteten Bogen hinzieht, fällt hier mit einer Neigung von 15—20° nach SO ein. Demgemäß liegen die ältesten Schichten am Westrande

¹⁾ Die geologischen Blätter Königslutter und Heiligendorf werden gegenwärtig gedruckt.

²⁾ GRIEPENKERL: Die Versteinerungen der senonen Kreide von Königslutter im Herzogtum Braunschweig. Paläontol. Abhandl. von DAMES und KAYSER, Bd. IV, H. 5. Berlin 1889.

³⁾ WOLLEMAN: Ein Aufschluß im Mukronatensenon bei Rothenkamp, nordwestlich von Königslutter. 13. Jahresber. d. Ver. f. Naturw. zu Braunschweig f. 1901—1903, S. 40—42. Braunschweig 1904.

dieses Streifens. GRIEPENKERL gliederte das Senon in folgende Stufen:

- III. Obere Mucronatenschichten,
- II. Untere Mucronatenschichten und
- I. Obere Quadratenschichten.

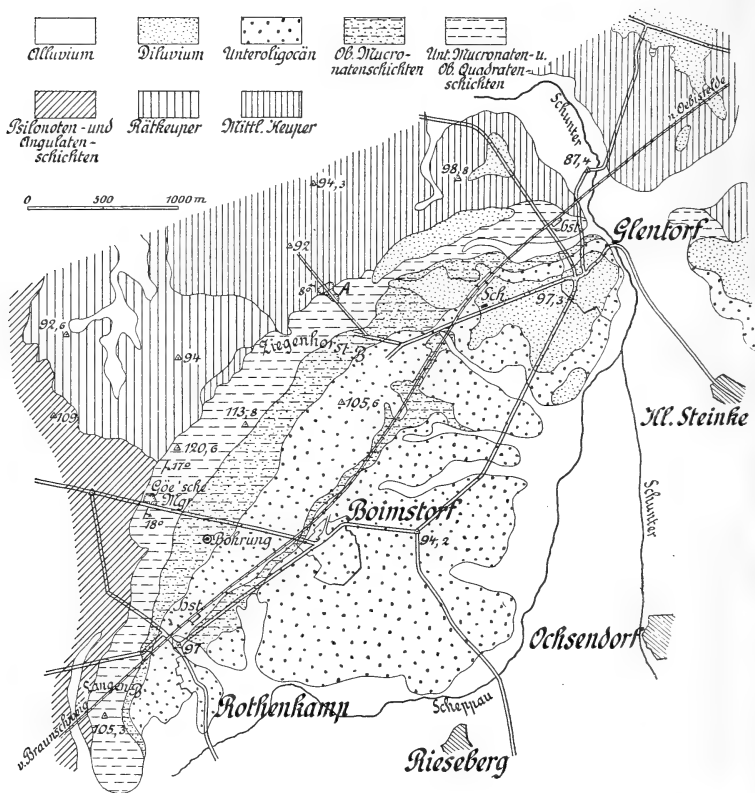


Fig. 1.
Das Senon von Boimstorf und Glentorf.
(Original im Maßstabe 1 : 25 000.)

Die Oberen Quadratenschichten parallelisierte er SCHLÜTERS Zone der Becksia Soekelandi in Westfalen, mit der das Obersenon beginnt. Das Liegendste bildet ein typisches Basalkonglomerat, in dem sich Trümmer der vom transgredierenden Senonmeer zerstörten Schichten finden. Es sind jurassische, vielleicht auch cretacische Toneisensteingeoden und

Phosphorite in allen Stadien der Abrollung vom kleinsten Korn bis über Faustgröße. Die Gerölle sind in eine mergelig-tonige, glaukonitische Masse eingebettet, in der sie nach oben spärlicher werden. Die Mächtigkeit der Konglomeratschicht schwankt von weniger als 0,1 m bis 0,5 m, mag aber gelegentlich auch noch größere Beträge erreichen. An der Basis des transgredierenden Senons auftretend bildet diese Geröllschicht gewissermaßen eine dem Ilseder Konglomerat entsprechende Ablagerung. Hierüber wird das Gestein kalkreicher und nimmt damit eine hellere, gelblichgraue Farbe an. Die zahlreichen kleinen Wegeinschnitte und Mergelgruben auf der Westseite des Ziegenhorstberges stehen sämtlich in diesen Schichten. Den besten Aufschluß bildet aber auch heute noch die GÖE-sche Mergelgrube an der von Boimstorf westwärts nach Lehre führenden Straße, aus der GRIEPENKERL die Versteinerungen für seine Monographie sammelte. GRIEPENKERL gibt selbst schon eine kurze Liste der Hauptformen dieser Schichten, in denen *Belemnitella quadrata* BLAINV. und *B. mucronata* v. SCHLOTH. gemeinsam vorkommen. Nach seiner Artbeschreibung habe ich folgende vollständige Liste der von ihm aus den Oberen Quadratenschichten von Boimstorf und Glentorf genannten Formen zusammengestellt.

Pflanzenreste:

Zwei kleine Coniferenzweige von *Sequoia*
oder *Geinitzia*.

Spongien:

- Seliscotho giganteus* A. ROEM. sp.
- *marginatus* A. ROEM. sp.
- Verruculina marginata* PHILL. sp.
- *aurita* A. ROEM. sp.
- Stichophyma turbinatum* A. ROEM. sp.
- Jereica punctata* MÜNST. sp.
- Coelocorypha tuberculosa* A. ROEM. sp.
- *nidulifera* A. ROEM. sp.
- *Janus* A. ROEM. sp.
- Scytalia turbinata* A. ROEM. sp.
- Stachyspongia tuberculosa* A. ROEM. sp.
- Aulaxinia sulcifera* A. ROEM. sp.
- Siphonia ficus* GOLDF.
- *incrassata* GOLDF.
- *coronata* GRIEPENKERL
- *ovalis* GRIEPENK.
- *sexplicata* A. ROEM. sp.

- Polyerea pyriformis* A. ROEMER
Astrocladia subramosa A. ROEM. sp.
Craticularia Beaumonti REUSS. sp.
Leptophragma Murchisoni GOLDF. sp.
Pleurostoma radiatum A. ROEM.
Coscinopora infundibuliformis GOLDF.
Ophrystoma micrommatum A. ROEM. sp.
Plocoscyphia annulata A. ROEM. sp.
Becksia Soekelandi SCHLÜT.
Coeloptychium agaricoides GOLDF.
- *lobatum* GOLDF.
- *incisum* A. ROEM.

Anthozoen:

- Parasmilia cylindrica* M. EDW. et H.

Hydromedusen:

- Porosphaera globosa* v. HAGENOW sp.

Crinoideen:

- Bourgueticrinus ellipticus* MILL. sp.

Echinoideen:

- Cidaris clavigera* KÖNIG.
- *cf. subvesiculosa* D'ORB.
Phymosoma ornatissimum AG. sp.
Echinoconus globosus A. ROEM. sp.
Echinocorys vulgaris BREYN.
Offaster corculum GOLDF. sp.
Cardiaster granulatus GOLDF. sp.
Micraster cor anguinum KLEIN sp.

Anneliden:

- Serpula ampullacea* SOW.
- *gordialis* v. SCHLOTH.
- *trilineata* A. ROEM.

Bryozoen:

- Radiopora stellata* GOLDF. sp.
Heteropora sp.

Brachiopoden:

- Terebratulina carnea* SOW.
Terebratulina chrysalis v. SCHLOTH sp.
Magas pumilus SOW.
Rhynchonella plicatilis SOW. sp.
Crania Ignabergensis RETZ. var. *paucicostata* BOSQU.
Discina sp.

Lamellibranchiaten:

- Ostrea* (*Alectryonia*) *sulcata* BLUM.
- (*Exogyra*) *lateralis* NILSS.
- (*Gryphaea*) *vesicularis* LAM.
- Anomia lamellosa* A. ROEM.
- Spondylus aequalis* HÉBERT.
- *fimbriatus* GOLDF.
- cf. *lineatus* GOLDF.
- Lima* (*Radula*) *Marrotiana* D'ORB.
- (*Plagiostoma*) *Hoperi* MANT. sp.
- (*Limatula*) *semisulcata* NILSS.
- Limea granulata* NILSS. sp.
- *denticulata* NILSS. sp.
- Pecten* (*Chlamys*) *cretosus* DEFR.
- *trigeminatus* GOLDF.
- *ternatus* MÜNST.
- *campaniensis* D'ORB.
- *Galicianus* E. FAVRE.
- (*Entolium*) *membranaceus* NILSS.
- - *Nilssoni* GOLDF.
- - *sublaminosus* E. FAVRE.
- Vola Dutemplei* D'ORB.
- Avicula coerulescens* NILSS.
- Inoceramus Cripsi* MANT.
- Modiola* sp.
- Myoconcha elliptica* A. ROEM.
- Cucullaea Matheroni* D'ORB.
- Limopsis plana* A. ROEM. sp.
- Nucula ovata* NILSS.
- *striatula* A. ROEM.
- Leda producta* NILSS.
- Cardita* (*Palaeocardita*?) sp.
- Opis ungula* GRIEPENKERL.
- Crassatella arcacea* A. ROEM.
- Chama Moritzi* v. STROMB.
- *bifrons* GRIEPENKERL.
- Lucina lenticularis* GOLDF.
- Cardium* (*Protocardia*) *fenestratum* KNER.
- *productum* SOW.
- *lineolatum* REUSS.
- Isocardia cretacea* GOLDF.
- Tapes* (*Baroda*) *ellipticus* A. ROEM. sp.
- Venus fabacea* A. ROEM.
- *laminosa* REUSS.

Dosinia parva GOLDF. sp.
Tellina (*Linearia*) *subdecussata* A. ROEM.
Neaera caudata NILSS. sp.
Gastrochaena amphisbaena GOLDF. sp.

Scaphopoden:

Dentalium multicostatum E. FAVRE.
- *nutans* KNER.

Gastropoden:

Emarginula costata-striata E. FAVRE.
Pleurotomaria regalis A. ROEM. sp.
- *granulifera* v. MÜNST.
- *plana* v. MÜNST.
- *disticha* GOLDF.
Turbo Boimstorfensis GRIEPENKERL.
- *Richenzae* GRIEPENKERL.
Trochus tricarinatus A. ROEM. sp.
- *echinulatus* ALTH.
- *Lotharii* GRIEPENKERL.
Scalaria decorata A. ROEM. sp.
Turritella quadricincta GOLDF.
- *limata* GRIEPENKERL.
Siliquaria cochleiformis JOS. MÜLLER sp.
Xenophora onusta NILSS. sp.
Natica Hoernesii E. FAVRE.
- *exaltata* GOLDF.
Cerithium Decheni v. MÜNST.
- *Lauingenense* GRIEPENKERL.
- *tetralix* GRIEPENKERL.
Aporrhais (*Helicaulax*) *Buchi* v. MÜNST. sp.
- (*Lispodesthes*) cfr. *emarginulata* GEIN. sp.
- *margaritata* GRIEPENKERL.
- (*Alaria?*) *subulata* REUSS. sp.
Pterocera (*Harpagodes*) *Kneri* E. FAVRE.
Fusus Buchii JOS. MÜLLER.
Latirus Proserpinae v. MÜNST. sp.
Pyrula Cottae A. ROEM.
- *carinata* v. MÜNST.
Voluta induta GOLDF. sp.
- *semiplicata* v. MÜNST. sp.
- *lativittata* GRIEPENKERL.
- *elongata* A. ROEM.
- *magnifica* GRIEPENKERL.
Avellana subincrassata GRIEPENKERL.

Cephalopoden:

Pachydiscus galicianus E. FAVRE.

Scaphites Cuvieri MORTON.

Ancyloceras retrorsum SCHLÜT.

Baculites anceps LAM.

Aptychus sp.

Belemnitella quadrata BLAINV. sp.

- *mucronata* V. SCHLOTH. sp.

Außerdem erwähnt GRIEPENKERL gewöhnlich platt gedrückte Fischwirbel von 10—22 mm Durchmesser, sowie Cycloid-Schuppen.

Die Unteren Mucronatenschichten darüber unterscheiden sich petrographisch zunächst wenig von den Quadratenschichten, sie werden aber nach dem Hangenden zu kalkärmer und toniger unter gleichzeitiger Zunahme des Glaukonitgehalts. Die Schichtenfolge war beim Bau der Bahnstrecke von Oebisfelde nach Schandelah am Langenberg bei Rothenkamp aufgeschlossen, und von hier gesammelten Versteinerungen, unter denen nun *Belemnitella quadrata* BLAINV. gänzlich fehlt, gab WOLLEMANN¹⁾ eine Zusammenstellung von 70 Arten. GRIEPENKERL stellte seine Unteren Mucronatenschichten SCHLÜTERS Zone des *Pachydiscus Coesfeldiensis*, *Micraster glyphus* und der *Lepidospongia rugosa* gleich.

Auch die Grenze gegen die Oberen Mucronatenschichten, die ihrer Hauptmasse nach aus tonigen Grünsanden bestehen, ist petrographisch nicht scharf. Bei der Beurteilung von Proben aus Spülbohrungen wird man gut tun, dort die Grenze zu ziehen, wo nach unten hin eine Zunahme des Kalkgehalts erfolgt. Das Profil einer von der Bohrfirma W. Kiehne, Wolfenbüttel, einige hundert Meter westlich von Boimstorf etwas südlich der Straße nach Lehre niedergebrachten Bohrung kann man demnach am besten in folgender Weise deuten:

0,0— 7,4 m	gelber und brauner, sandiger Ton	} Obere Mucronaten- schichten
7,4—16,3	- graugrüner, sandiger Ton mit braunen Streifen	
16,3—20,5	- grauer und gelber, feiner Sand mit kieseligen Knollen	
20,5—39,4	- grüner, sandiger Ton	} Untere Mucronaten- schichten
39,4—45,1	- grauer Mergel, nach unten fester werdend	
45,1—65,0	- graue, abwechselnd harte und weiche Mergelschichten	

¹⁾ a. a. O., S. 41 u. 42.

Die Schichten sind gegenwärtig nirgends aufgeschlossen, und auch von den von GRIEPENKERL genannten Fossilien stammt anscheinend keine von den hiesigen Fundorten. GRIEPENKERL parallelisiert diese Senonstufe SCHLÜTERS Zone des *Heteroceras polyplacum*, *Pachydiscus Wittekindi* und *Scaphites pulcherrimus*.

Weitere Ablagerungen, die wir mit Sicherheit als zum Senon gehörig bezeichnen könnten, sind bislang aus der Gegend von Glentorf und Boimstorf nicht bekannt geworden. Es sei nur noch auf die zwei räumlich abgetrennten Vorkommen von Senon hingewiesen, von denen das eine nord-östlich von Glentorf auf dem rechten Ufer der Schunter aus deren Alluvionen sich emporhebt und aus Oberen Quadraten und Unteren Mucronatenschichten besteht. Das andere ist ein kleiner, nicht leicht auffindbarer Rest von Quadraten-schichten an dem oberen Rande einer im Gipskeuper angelegten Mergelgrube etwa 1,5 km nördlich von Glentorf. Die Kreide ist hier mindestens zum Teil glazial aufgearbeitet und von Geschiebemergel bedeckt.

Die Mächtigkeit des hiesigen Obersenons kann man schätzungsweise mindestens zu 150 m ansetzen.

Hinsichtlich der in der Nachbarschaft des Senons auftretenden mesozoischen und tertiären Ablagerungen ist kurz zu berichten, daß von ersteren als älteste Schichten rote und graue Mergel des höheren Gipskeupers in Betracht kommen. Der Rätkeuper besteht aus mürben Sandsteinen, die an der Tagesoberfläche zu lockeren Sanden zerfallen und stellenweise durch Einschaltung dunkler Tone unterbrochen werden. Eine ähnliche Gesteinsentwicklung zeigen auch die Psilonoten- und Angulatenschichten, deren Sandsteine zum Teil ein kalkiges Bindemittel besitzen und Versteinerungen mit erhaltener Kalkschale enthalten. Zum Tertiär gehören graue, feinsandige Tone und toniger Grünsand, sowie ein heller, lichtbräunlicher Sand, der westlich von Boimstorf und Rothenkamp und ebenso bei Glentorf einen großen Teil des Senons bedeckt. Bei Klein-Steimke sind die Sande fast weiß und in großen Gruben aufgeschlossen. Bemerkenswert sind in diesen Sanden kiesige Einlagerungen, die der Hauptmasse nach aus Kieselschiefern, Quarzen und Buntsandsteingeröllern bestehen, daneben aber vereinzelt auch Hornsteinkonkretionen und stark zersetzte Granite führen. Es ist dies eine Auswahl der widerstandsfähigsten einheimischen Gesteine der näheren und weiteren Nachbarschaft. Einen besonders interessanten Aufschluß gibt eine Sand- und Kiesgrube wenige

hundert Meter südlich des großen Feldschuppens bei Glentorf. Die Sohle der Grube bilden glaukonitische, wenig tonige Sande, die man noch zu den benachbarten Oberen Mucronatenschichten rechnen kann. Sie werden von bräunlichen Sanden überlagert, deren Kiesführung aus den eben genannten einheimischen Gesteinen besteht. Ganz zuoberst liegt schichtungsloser Diluvialsand mit nordischen Blöcken. Am östlichen Eingang der Grube war nun im Sommer 1910 eine mindestens 1,0 m mächtige kiesige bis tonige Einlagerung in den tertiären Sanden aufgeschlossen. Das kiesige Material bestand wiederum aus Kieselschiefern, Quarzen und bunten Sandsteinen. Daneben treten nun Toneisensteingerölle und Phosphorite von genau der gleichen Beschaffenheit auf, wie wir sie aus dem Basalkonglomerat unseres Senons kennen gelernt haben, ferner kalkig-tonige Massen, die unverkennbar den härteren Bänken der Oberen Quadraten- oder Unteren Mucronatenschichten entstammen, endlich auch ganz vereinzelt getrübte Feuersteine den senonen Kieselspongien entsprechend. Das Material dieser Kiesbank ist also zum Teil der nächsten Nachbarschaft, dem Senon, entnommen, teils haben paläozoische Gebiete der weiteren Nachbarschaft (Harz oder Flechtinger Höhenzug) Quarze und Kieselschiefer geliefert, während endlich die Buntsandsteingerölle den Horsten von älterer Trias im nördlichen Harzvorlande (Dorm, Asse usw.) entstammen.

Die sämtlichen tertiären Ablagerungen der Gegend von Glentorf und Boimstorf habe ich der bei der geologischen Aufnahme im Kreise Helmstedt durchgeführten Tertiärgliederung entsprechend zum Unteroligocän gezogen.

Auf die Zusammensetzung der quartären Sedimente gehe ich hier nicht näher ein, das glaziale Diluvium besteht rechts der Schunter vorwiegend aus Geschiebemergel, links aus kiesigen Sanden.

B. Lagerungsverhältnisse.

Über die Beziehungen des Senons zu seinem Liegenden kann uns nur sein westlicher Erosionsrand Auskunft geben, während seine Erstreckung nach Osten durch jüngere Schichten verdeckt wird. Wie die Karte zeigt, tritt auf der Nordseite des Ziegenhorstberges, bei Glentorf und auf dem rechten Ufer der Schunter Mittlerer Keuper als älteste der mesozoischen Formationsstufen unter dem Senon hervor. Die Auflagerung ist gegenwärtig am besten etwa 2 km westlich von Glentorf in einer Mergelgrube¹⁾ zu sehen, von der ich eine photographische

¹⁾ Bei A in der Karte Fig. 1.



Fig. 2.
Übergreifende Lagerung von Senon auf Mittlerem Keuper am Ziegenhorstberge bei Glentorf.

Aufnahme den Herren Bergwerksdirektor SCHWARZENAUER und Dr. IHSEN in Alleringersleben verdanke (s. Fig. 2). Der Gipskeuper fällt bei südnördlichem Streichen mit 8° nach W ein, und diese schwache Neigung ist gerade ausreichend, um erkennen zu lassen, wie das transgredierende Senon die Schichtköpfe des Keupers abschneidet. Die grauen, härteren, dolomitischen Bänke sind dabei teilweise zu gelben Zellen-dolomiten verwittert. Auf dem Gipskeuper liegt zunächst das Basalkonglomerat, das ich oben näher beschrieben habe, und darüber die helleren, hier zahlreiche Spongien führenden Mergel des Senons.

Verfolgen wir den Westhang des Ziegenhorstberges nach Süden, so treffen wir bald auf mürbe Sandsteine und lockere Sande des Rätkeupers, die unter dem Senon verschwinden, aber in kleinen Erosionsfenstern auf kurze Erstreckung noch mal Gipskeuper hervortreten lassen. Weiterhin folgen Tone und Sandsteine, die freilich in unmittelbarer Nähe des Senons nirgends aufgeschlossen sind, aber nach den Versteinerungen in plattigen Lesestücken zu den Cardinienschichten (Pylonoten- + Angulatenschichten) des untersten Lias gehören. Die Auflagerung des Senons auf Lias tritt auch in der Bohrung hervor, die GRIEPENKERL¹⁾ bereits mitteilt, ohne sie indessen näher zu deuten. Die mitte der 80er Jahre des vorigen Jahrhunderts von der Firma H. F. MÜLTER, Königsutter, in der GÖESchen Mergelgrube niedergebrachte Bohrung durchsank unter Zurechnung von

5,50 m Böschung der Mergelgrube:		
1,75 - Glaukonitische Mergel mit festeren Knollen	}	Senon
2,00 - Grünsand mit Toneisensteingeoden = Basal-		
konglomerat des Senons		
0,35 - Gelbweißer Sand, Wasser führend	}	Unterer Lias
5,00 - dunkler Ton, nach unten mit Schwefelkiesknollen ²⁾		

Erwähnen möchte ich noch, daß die Westseite des Ziegenhorstberges dort steiler ist, wo die leicht zerstörbaren Keupermergel das Senon unterteufen, als bei den Rät- und Liassandsteinen, gegen die es sich nur mit einer immerhin recht deutlichen Geländestufe abhebt.

Das Südende des Senons liegt auf Blatt Königsutter, wo es nach den Aufnahmen des Herrn HARBORT unter das

¹⁾ a. a. O., S. 10 (312).

²⁾ GRIEPENKERL schreibt: „Schwarzer Ton mit Glaukonit“, doch möchte ich letzteren für Nachfall aus dem Senon halten. Das Bohrregister der genannten Firma erwähnt statt dessen Schwefelkiesknollen. Proben sind nicht mehr vorhanden.

Alluvium der Scheppau untertaucht, während auf ihrem linken Ufer Lias, Rät und Gipskeuper in südlicher bis südwestlicher Richtung weiterstreichen.

Die vom Senon überlagerten mesozoischen Stufen lassen in ihrer Gesamtheit auf Blatt Heiligendorf einen flachgewölbten Sattel erkennen, dessen Kern der Dorm und Rieseberg bilden, und dessen Achse in nordwestlicher Richtung auf den Salz-

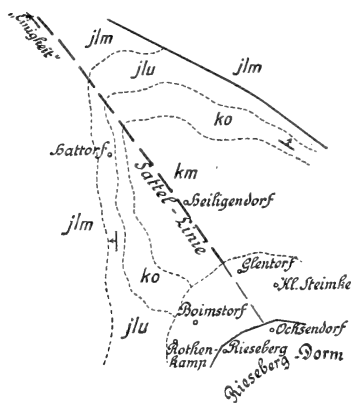


Fig. 3.

Transgression des Senons über aufgesattelte mesozoische Schichten (km, ko, jlu) bei Boimstorf und Glentorf.

Heiligendorf und Hattorf ist die Aufsattelung nur sehr schwach, so daß wir hier Mittleren Lias an der Sattelachse im Niveau der Tagesoberfläche finden und die Schichten des einen Flügels in die des anderen anscheinend ungestört umbiegen. Da das Senon über verschiedene Formationsglieder dieses Sattels übergreift, so hat die Aufwölbung der Schichten schon in präsenoner Zeit begonnen. Wie weit hieran die vorcretacische Gebirgsbildung beteiligt gewesen ist, ebenso wie weit hier Schichten der Unteren Kreide und des Cenoman, Turon und Emscher zur Ablagerung gelangt waren, läßt sich nach den seitherigen Aufschlüssen nicht mit Sicherheit angeben.

Wie ich bereits erwähnte, liegt das Senon nicht horizontal, sondern mit annähernd 20° nach SO geneigt. Diese Aufrichtung kann in den beiden Hauptfaltungsphasen der Tertiärzeit, nämlich sowohl in der eocänen, wie auch in der jungmiocänen erfolgt sein, wie das — um mich mit einem Hinweise auf schon bekannte Verhältnisse der nächsten Nachbarschaft zu begnügen — HARBORT¹⁾ vom Dorm beschrieben hat.

Die eocäne Faltung ergibt sich in unserem Gebiete aus der übergreifenden Lagerung des Unteroligocäns über das Ober-senon, und andererseits eine nachunteroligocäne, wahrscheinlich

¹⁾ HARBORT, Beitrag zur Kenntnis präoligocäner und cretacischer Gebirgsstörungen in Braunschweig und Nordhannover. Diese Zeitschr., Band 61, Jahrg. 1909, Monatsber. S. 381—391.

wohl jungmiocäne Gebirgsbewegung aus der Aufrichtung der unteroligocänen Tone und Sande z. B. bei Kl. Steimke.

Recht dürftig sind bislang die Anhaltspunkte geblieben, nach denen man den Bau des tieferen Untergrundes östlich vom Erosionsrande des Senons beurteilen könnte, weil hier — zwischen Glentorf, Boimstorf, Rothenkamp, Rieseberg, Ochsendorf und Kl. Steimke — eine große von flach gelagerten Tertiärschichten ausgefüllte Senke liegt. Aus Tiefbohrungen wissen wir nur, daß bei Ochsendorf das Tertiär unmittelbar auf Zechsteinsalz liegt, das zur Aufhorstung des Dorm-Rieseberges gehört. Beim Dorfe Rieseberg tritt, wie die EWALDsche Karte vermerkt, Unterer Buntsandstein zutage. Von einer älteren Bohrung beim Rothenkamp liegt nur ein Verzeichnis der durchbohrten Gesteine, von denen Proben nicht mehr vorhanden sind, vor; eine Deutung des Profils glaube ich deshalb nur mit allem Vorbehalt in folgender Weise vornehmen zu können:

0,00—32,20 m	dunkler Ton (bei 1,90 m mit Gipskrystallen)	} Unt. Oligocän
32,20—42,50	- graue Kalke mit Tonlagen	
42,50—73,80	- Sandsteine und Tone mit Schwefelkies	} Senon
		} Unterster Lias und Rätkeuper

Somit würde diese Bohrung noch genau die gleichen Lagerungsverhältnisse angetroffen haben, die wir aus den Aufschlüssen am Westrande des Senons über Tage ablesen können.

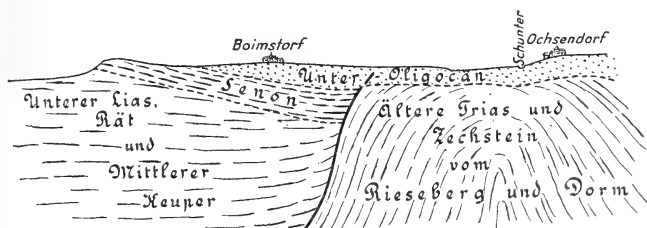


Fig. 4.

Mutmaßliches Profil zwischen Boimstorf und Ochsendorf.

Ein nach diesen wenigen Tiefenaufschlüssen etwa in der Linie Boimstorf-Ochsendorf konstruiertes Profil könnte also etwa die in Fig. 4 dargestellte Form haben.

Ob das Senon tatsächlich bis an den Abbruch gegen den Zechsteinhorst heranreicht oder etwa schon von einem parallelen Staffelbruch abgeschnitten wird, oder endlich auch ohne Ver-

werfungen an der präoligocänen Oberfläche austreicht, kann vielleicht durch weitere Tiefbohrungen, die der Aufschließung der Salzlager des Dorm-Rieseberges dienen sollen, klargelegt werden.

Zusammenfassung.

Bei Glentorf und Boimstorf transgrediert das Obersenon, das hier anscheinend in vollständiger Entwicklung von den Oberen Quadratenschichten bis zu den Oberen Mucronatenschichten vorhanden ist, mit einem typischen, phosphoritischen Basalkonglomerat, über Schichten des Gipskeupers, Räts und Unteren Lias, die vor Ablagerung des Senons aufgerichtet wurden. Das Obersenon wird von Unteroligocän diskordant überlagert, wodurch wir zu der Annahme einer eocänen Faltungsphase geführt werden. Aber auch das Unteroligocän zeigt Störungen, die zur jüngsten Miocänzeit erfolgt sein dürften. Es werden somit durch die Beobachtungen des hier behandelten Gebietes die Schlußfolgerungen gestützt, die man hinsichtlich der Gebirgsbildung in benachbarten Gebieten des nördlichen Harzvorlandes bereits gezogen hat.

24. Über einige Prioritätsfragen in der Stratigraphie des Lenneschiefers.

Von Herrn ALEXANDER FUCHS.

Berlin, den 30. März 1912.

In einer Entgegnung auf meinen Teil der Abhandlung „Zur Lenneschieferfrage¹⁾“ unterstellt mir Herr WINTERFELD die Übernahme fremden geistigen Eigentums ohne Quellenangabe und bemüht sich, seine eigenen vermeintlichen Prioritätsrechte mir gegenüber zur Geltung zu bringen. Dabei begegnet ihm das Mißgeschick, daß wichtige Forschungsergebnisse, deren unberechtigte Inanspruchnahme er mir S. 363 und 364 vorwirft, und die er für sich selbst in Anspruch nimmt, in Wirklichkeit längst bekannte Dinge sind, nämlich die Entdeckung des Rem-

¹⁾ WINTERFELD: Zur Lenneschieferfrage. Diese Zeitschr. 63, 1911, Monatsber. Nr. 6, S. 362.

scheid-Altenaer und des Ebbesattels (S. 363), ferner die Parallelsierung der „Wipperfürther Tonschieferschichten mit Felsokeratophyrdecken“ mit den „bei Remscheid bekannten“ (S. 364). Im Anschluß hieran bezieht WINTERFELD sich noch auf angebliche Mitteilungen, die er meinem Freunde, Herrn J. SPRIESTERSBACH, bereits vor mindestens 12 Jahren über die Verbreitung der Konglomerate im Remscheider Sattel machte, scheint also anzunehmen, daß ich diese indirekt benutzte.

Nun ist es aber in hohem Grade unwahrscheinlich, daß Herr WINTERFELD damals schon eine richtige Vorstellung von den Einzelheiten der stratigraphischen Gliederung und noch weniger von dem Schichtenaufbau der Lenneschiefer hatte; wenigstens geht das nicht aus seiner ersten größeren Arbeit vom Jahre 1898 hervor¹⁾, in der er, um nur ein Beispiel herauszugreifen, den Lindlarer Sandstein mit *Newberria* ins Liegende der Cultrijugatuszone versetzte und das „erzführende“ Lüderichgestein gar für triadisch²⁾ erklärte. Die Verbreitung der Remscheider Konglomerate aber, vom Rhein bis in die Gegend von Remscheid und Lennep, bereits im Jahre 1884 nachgewiesen zu haben, ist doch wohl das Verdienst H. VON DECHENS und nicht des Herrn WINTERFELD. Ebenso wenig sind die bedeutenden Antiklinalen des Ebbegebirges, der Ebbesattel, und des nördlichen Sauerlandes bzw. Bergischen Landes, der Remscheid-Altenaer Sattel, eine Entdeckung des letztgenannten.

Schon VON DECHEN unterscheidet zwischen Meinerzhagen und Hagen i. Westf. 2 Antiklinalen erster Ordnung, eine ca. 10 km nördlich von Meinerzhagen (die Ebbe-Antiklinale bzw. deren am Homert südlich Lüdenscheid gelegene nördliche Spezialachse) und eine zweite, welche er auf S. 154 seines grundlegenden Werkes mit den folgenden Worten beschreibt: „Die dem großen Sattel von Deilinghofen entsprechende antiklinale Linie ist die zweite, welche von Hagen aus von der Volme durchschnitten wird.“ Zweifellos meint VON DECHEN hier den Remscheid-Altenaer Sattel, wie dies ja auch aus der Darstellung auf seinem Blatte Lüdenscheid hervorgeht³⁾. Seine „östlich einsinkenden Mulden von Allendorf und Küntrop“ sind ebenfalls nur die östlichsten Ausläufer der Lüdenscheider

¹⁾ Diese Zeitschr. 1898, S. 1.

²⁾ Eine Auffassung, die WINTERFELD bald darauf widerrief, als er jüngere devonische Fossilien in vermeintlichem Lüderichgestein gefunden zu haben glaubte.

³⁾ VON DECHEN: Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprov. u. der Prov. Westfalen.

Mulde und auf der Karte ganz richtig dargestellt. Unrichtig ist nur die Annahme, daß etwa 5,6 km nördlich von Meinerzhagen eine der Allendorf-Küntroper Mulde entsprechende Mulde liege; hier übersieht v. DECHEN die große Faltenumbiegung am Westrande des Ebbegebirges NO Meinerzhagen, die tektonisch in enger Beziehung zum Horste von Wilbringhausen steht¹⁾.

Später als VON DECHEN, aber immer noch früher als WINTERFELD haben E. SCHULZ²⁾, HUNDT³⁾, BEUSHAUSEN⁴⁾, E. KAYSER⁵⁾ und DENCKMANN⁶⁾ Beiträge zur Kenntnis der großen Antiklinalen und Synklinalen des Lenneschiefergebietes, beziehungsweise zur Kenntnis unterdevonischer Faunen im Bereiche desselben geliefert, die als wirkliche Fortschritte unserer wissenschaftlichen Kenntnis anzusehen sind. Hierbei ist es nicht ohne Interesse, darauf hinzuweisen, daß regelmäßig nach dem Erscheinen einer größeren Veröffentlichung, zunächst nach der HUNDTschen, später nach denjenigen von BEUSHAUSEN, E. KAYSER und DENCKMANN, Herr WINTERFELD glaubt, Prioritätsansprüche stellen und seine merkwürdigen Entdeckungen an die Stelle der Forschungen anderer setzen zu müssen.

Demgegenüber hatte die von mir gewählte Darstellungsform, an der sich WINTERFELD stößt, den Zweck, ein geschlossenes Bild von dem heutigen Stande unseres Wissens zu geben, wie ich dies auch gesagt habe. Selbstverständlich habe ich hierbei auch die brauchbaren Ergebnisse früherer Forschung mitverarbeitet und mich, im Rahmen einer nicht zu ausgedehnten Kritik, stellenweise mit dem bloßen Hinweis auf die Arbeiten anderer begnügt. WINTERFELDS geistiges Eigentum zu übernehmen, lag jedoch kein Grund vor, weil das Wesentliche, das er bringt, nicht neu und das unwesentliche Neue durchaus verfehlt war.

¹⁾ WINTERFELD erklärt die Faltenumbiegung durch eine Querverwerfung von riesigen Dimensionen, die er bis ins Turon des Bl. Hörde und bis in den Westerwald verfolgt haben will. Die Riesenverwerfung fehlt aber leider, wie an anderen Punkten, so auch zwischen Wiebelsaat und Altena.

²⁾ E. SCHULZ: Diese Zeitschr. 1884 S. 656, u. Verh. Naturh. Ver. Preuß. Rheinl. u. Westf. 1886.

³⁾ R. HUNDT: Verh. Naturh. Ver. der Preuß. Rheinl. u. Westf. 1897.

⁴⁾ BEUSHAUSEN: *Amnigenia rhenana* etc. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1890, S. 1—9.

⁵⁾ E. KAYSER: Über das Alter von *Myalina bilsteinensis*. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. XV, 1894.

⁶⁾ DENCKMANN: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. XXV.

Bemerkenswert ist in dieser Hinsicht noch der von WINTERFELD in seiner Entgegnung vorgebrachte Satz: „Die Wipperfürther Tonschieferschichten mit Felsokeratophyrdecken sind gleichalterig mit den bei Remscheid bekannten. Sie treten im Zusammenhang mit letzteren auch nahe der Rheinebene mit Keratophyr auf. Auf diesem weiten Gebiete ist die Bilsteiner Fauna nachweisbar.“ Nun liegen aber die Wipperfürther Tonschiefer mit Keratophyrdecken unter den Remscheider bzw. Bilsteiner Schichten, ebenso wie am Süd- und Westabfall des Ebbegebirges; ferner treten im Remscheider Sattel, soweit mir bekannt, überhaupt keine Quarzkeratophyre auf, nach einer Mitteilung des Herrn SPRIESTERSBACH auch nicht im Bahneinschnitte bei Leichlingen. Bevor man sich über diesen Punkt WINTERFELDScher Stratigraphie ein abschließendes Urteil bildet, muß man eine genauere Beschreibung der Fundorte erwarten, an denen er im Remscheider Sattel Keratophyrdecken gesehen, bzw. eine Beschreibung der Gesteine, die er dafür gehalten hat.

Endlich war über die weite Verbreitung der Remscheider Fauna im Bergischen Lande doch wohl auch vor der Veröffentlichung WINTERFELDS aus dem Jahre 1909 einiges bekannt¹⁾.

Auf S. 374 seiner Entgegnung, Zeile 14—18 fühlt mein wissenschaftlicher Gegner das Bedürfnis, angebliche Äußerungen von mir in Anführungszeichen zu bringen und daran seine Kritik zu knüpfen. Da ich den Satz, den er mir hier unterstellt, jedoch nicht geschrieben habe, bin ich auch nicht in der Lage, mich mit ihm darüber auseinanderzusetzen, zumal ein so ungewöhnliches Verfahren doch nicht, um mich einmal WINTERFELDScher Ausdrucksweise zu bedienen, „als ein Zeichen von Tugend“ oder „als eine der sachlichen Aufklärung dienende Entgegnung“ angesehen werden kann. Da WINTERFELD jedoch einen meiner Vorgänger im nördlichen Sauerlande, Herrn LORETZ, gegen mich in der Frage der Horizontierung der *Newberria* zu Felde führt, so sehe ich mich zur Feststellung der Tatsache genötigt, daß dieser zwar bei Herlsen und Eileringsen die genannte Brachiopodengattung beobachtet hat, daß er aber die sie einschließende Schichtenfolge auf Blatt Iserlohn als „Spiriferensandstein“ in

¹⁾ J. SPRIESTERSBACH: Vorläufige Mitteilung über die Stellung der devonischen Schichten in der Umgebung von Remscheid. Zentralbl. f. Min. 1904, Nr. 19. Siehe auch BEUSHAUSEN: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 1890 und Die Lamellibranchiaten des rheinischens Devons 1895.

seinem im übrigen völlig ungegliederten älteren Lenneschiefer unterbrachte. Darin konnte ich keine zutreffende Horizontierung erblicken¹⁾.

„Als ein Zeichen von Tugend“ kann ich es auch nicht ansehen, wenn Herr WINTERFELD S. 364 ohne jeden Beweis den schweren Vorwurf bewußter wissenschaftlicher Unterschlagung gegen mich erhebt. Dort schreibt er: „Daß bei Wipperfürth Remscheider Fauna auftritt, davon hat FUCHS vor ca. 3 Jahren (also wohl 1908) Kenntnis erhalten durch eine Meldearbeit eines Bergreferendars, eines früheren Schülers von mir.“ Hier sei mir die Bemerkung gestattet, daß ich bis zur Veröffentlichung der Entgegnung des Herrn WINTERFELD keinerlei Kenntnis von dem Vorhandensein dieser Arbeit hatte, da ich mich bis dahin grundsätzlich niemals um unveröffentlichte, in dem Archiv der Geologischen Landesanstalt liegende Meldearbeiten gekümmert habe. Um Herrn WINTERFELD jedoch den Rückzug zu erleichtern, lasse ich im folgenden einen amtlichen Bericht, soweit er unseren Gegenstand betrifft, unverändert zum Abdruck bringen, den ich bereits am 1. Oktober 1906 an die Königl. Geologische Landesanstalt eingereicht habe, und aus dem hervorgeht, daß mir schon damals die weite Verbreitung echter Remscheider Schichten mit dem damals wohl auch Herrn WINTERFELD und seinem Schüler unbekannten wichtigen Leitfossil, der neuen Lamellibranchiergattung *Montanaria* im oberen Wuppergebiet zwischen Wipperfürth und Meinerzhagen sowie im Volmetal zwischen Meinerzhagen und Vorth aufgefallen war, ferner die streichende Störung zwischen den Honseler Schichten der Lüdenscheider Mulde und den alten Schichten des Ebbegebirges. Damit erledigt sich auch die Belehrung, die mir WINTERFELD über letztere S. 368 zuteil werden läßt.

¹⁾ Hier sei nebenbei bemerkt, daß *Grammysia bicarinata*, die WINTERFELD für ein Leitfossil der Mühlenbergsandsteine hält, bis in die Honseler Schichten hinaufgeht; in diese gehört z. B. das von WINTERFELD S. 371 erwähnte Vorkommen bei Rosmart. — Die Belehrung, die mir Herr WINTERFELD S. 374—375 bezüglich der von DENCKMANN aus den Hobräcker Schichten erwähnten Renssellärien zuteil werden läßt, beantwortete ich mit der Mitteilung, daß ich selbst diese Formen, die ich neuerdings zu *Centronella* stelle, seinerzeit auf Wunsch von Herrn DENCKMANN bestimmte, und zwar als *Renss. aff. confluentina* und *laevicosta*.

„Vorläufiger Bericht über eine Begehung der Eisenbahnstrecke Oberbrügge-Marienheide-Wipperfürth.

Datiert: Bornich, 1. Oktober 1906, an die Kgl. Geologische Landesanstalt in Berlin.

Eingetragen: im Archiv I. der Kgl. Geologischen Landesanstalt am 15. Februar 1907.

Bei der Begehung der Eisenbahnstrecke Oberbrügge-Wipperfürth, die ich auf Wunsch des Landesgeologen Herrn Dr. DENCKMANN vom 19.—21. September 1906 ausgeführt habe, ergab sich das Vorhandensein wichtiger Aufschlüsse, die meine Beobachtungen im nördlichen Sauerlande in erfreulicher Weise ergänzen. Die wesentlichen Resultate sind:

1. Die Auffindung sicheren unteren Mitteldevons mit *Strophomena lepis*, *Str. Naranjoana*, *Spirifer speciosus*, *Spirifer curvatus*, *Rhynchonella Orbignyana* usw. am Tunnel-
eingang südlich Meinerzhagen¹⁾.

2. Die Auffindung echter Remscheider Schichten mit *Ctenodonta obsoleta*, *Carydium callidens*, *Montanaria n. g.*, *Beyrichia montana* und *B. embryoniformis* in breitem Zuge zwischen Wipperfürth und Windberg bei Klüppelberg sowie zwischen Meinerzhagen und Vorth.

Sodann ist Remscheider Gestein zwischen Meinerzhagen und Marienheide zweimal sicher beobachtet. Lenneporphyre und Porphyroide Bilsteiner Facies treten im genannten Gebiete mehrfach als Einlagerungen in den Remscheider Schichten auf.

Eine von mir schon länger gehegte Vermutung, daß die Remscheider Schichten das tiefste bisher bekannte Gebirgs-
glied im nördlichen Sauerlande sind, hat durch den Nachweis der weiten Verbreitung Remscheider Schichten — bis ins Ebbegebirge — eine starke Stütze erhalten. Im Breckerfelder Hauptsattel²⁾ (Blatt Lüdenscheid) sind die Hohenhöfer Schichten DENCKMANNs das unterste Niveau, und das absolute Fehlen echter Remscheider Schichten in diesem Gebiete erklärt

¹⁾ Nachträglich sei bemerkt: Die Fauna liegt in Mergelschiefern, denen sich bereits vereinzelte Grauwackensandsteine beigesellen, in dem Einschnitt dicht vor dem Tunnel; weiter im Liegenden stehen am Beginn des Einschnitts Tonschiefer mit *Orthis triangularis* und *Spirifer cultrijugatus* — dieser hier selten — über Tage an.

²⁾ Nachträgliche Bemerkungen: Mit dem „Breckerfelder Hauptsattel“ meine ich hier den Teil des Remscheid-Altenaer Sattels, der zwischen den Höhen östlich vom Ennepetal und dem Volmetal bei Dahl liegt. — Nur *Beyrichia embryoniformis* geht nach oben durch, und zwar noch bis in die Brandenbergsschichten.

sich nun ungezwungen daraus, daß sie hier eben im Satteln nicht mehr zutage kommen.

Die im Hangenden der Hohenhöfer Schichten liegenden Hobracker Schichten DENCKMANNs gehören also, obwohl den Remscheidern petrographisch recht ähnlich, doch einem höheren Niveau an.

Erwähnenswert wäre hier noch, daß die Beyrichien¹⁾ der Remscheider Gegend nun auch auf Blatt Lüdenscheid gefunden wurden, und zwar durchgehend bis in die Mühlenbergsandsteine. Meine im Berichte über meine vorjährigen Aufnahmen auf Blatt Hagen i. Westf. geäußerte Vermutung über die stratigraphische Verwandtschaft der verschiedenen Stufen vom Mühlenbergsandsteine bis hinab zu den Remscheider Schichten, hat also weitere Bestätigung erfahren.

Erwähnt sei noch, daß der Schichtenzug zwischen Vorth und Vollme aus graublauen, flaserigen Schiefen — diese den Remscheidern noch sehr ähnlich — in Wechsellagerung mit feldspatreichen Grauwacken besteht²⁾; dazu treten rote Schiefer und Konglomerate. Ob die letzteren den bei Remscheid im Hangenden der Remscheider Schichten liegenden Konglomeraten und roten Schiefen entsprechen sowie den im Ebbegebirge verbreiteten Gesteinen gleicher Ausbildung, kann noch nicht entschieden werden.

Zwischen Vollme und Bollwerk liegen sodann ONO streichende und steil nach N fallende quarzitisches, sehr feste Sandsteine mit untergeordneten graublauen Schiefen und Feldspatgrauwacken, die jenen auf der Höhe des Ebbegebirges gleichen, ihrem Alter nach jedoch noch völlig dunkel sind. Dazu tritt ein Gang Lenneporphyr³⁾.

¹⁾ Siehe Anm. 2 S. 393.

²⁾ Nachträgliche Bemerkung: Diese Schichten gehören zu den Verschiebungen, die hier im Kern des Ebbesattels liegen; sie beginnen 225 m oberhalb Vollme, bilden hier einen 225—250 m breiten Zug, schneiden dann nach S an einer streichenden Störung gegen die obere, Konglomerate führende Zone der bunten Ebbeschichten ab; letztere werden bei Vorth sodann von Quarzkeratophyre führenden Wiebelsaatschichten und dann weiter von den Remscheider Schichten überlagert.

³⁾ Die quarzitischen Sandsteine zwischen Vollme und Bollwerk mit einzelnen untergeordneten Lagen von graublauen Schiefen und Feldspatgrauwacken sowie einer konglomeratischen Bank dicht nördlich von der Jubachtalmündung gehören ebenfalls der oberen Zone der bunten Ebbeschichten an; unterlagert werden sie gleich südlich von Vollme bzw. der Jubachtalmündung von den liegenden Rotschiefen der bunten Ebbeschichten, die ihrerseits wieder die eben erwähnten Verschiebungen überlagern; die quarzitischen Sandsteine der bunten Ebbeschichten werden im N bei Bollwerk wieder von Wiebelsaat-

Gegen die Honseler Schichten der Lüdenscheider Mulde sind diese viel älteren Glieder wohl durch eine streichende Verwerfung begrenzt.

Bezüglich des Alters aller unter 2. genannten Schichten möchte ich nur soviel sagen: sie sind kein Mitteldevon, wie v. DECHEN annahm, auch sicher keine Siegener Grauwacke, wie E. KAYSER vermutete. Dagegen hat die Vermutung von L. BEUSHAUSEN, daß es sich bei den Remscheider Schichten um Coblenzgesteine handeln könne, manches für sich.

Zu dem unter 1. erwähnten sicheren unteren Mitteldevon möchte noch folgendes hinzuzufügen sein. Petrographisch und faunistisch mit ihm völlig übereinstimmende Schichten liegen im Wuppertale an dem scharfen Knie der Wupper südlich Hammersteinsöge, hier ebenso wie im Vollmegebiet nach N direkt an Remscheider Schichten anstoßend, vermutlich aber hier gegen diese durch eine streichende Verwerfung begrenzt. Es handelt sich hier also um ein weithin verfolgbares Leitniveau. Auffallenderweise fehlen bisher seine Äquivalente im nördlichsten Teile des Sauerlandes zwischen Hagen und Elberfeld.

Auch auf der Strecke zwischen dem Tunnel südlich Meinerzhagen und Marienheide wurden den Hammersteinsögern sehr ähnliche Lagen mit *Spirifer alatus* und *Pterinaea fasciculata*¹⁾ beobachtet, ebenfalls in der Nähe der Remscheider Schichten, die hier wie im Volmetal bei Bollwerk-Vollme von quarzitischen Sandsteinen und einem Vorkommen von Quarzkeratophyr begleitet werden²⁾.

A. FUCHS.“

schichten überlagert und schließen hier den erwähnten Lagergang von Lenneporphyr (Quarzkeratophyr) ein. Dann folgt eine streichende Störung gegen Honseler Schichten. Wir haben also zwischen Vorth-Vollme und Bollwerk eine normale Sattelstellung mit nach S fallendem Süd- und nach N fallendem Nordflügel, die beide durch die erwähnten streichenden Störungen derart betroffen werden, daß auf dem Südflügel die untere Rotschieferzone der bunten Ebbeschichten und auf dem Nordflügel alle Stufen von den Remscheider Schichten aufwärts bis zu den Honseler Schichten unterdrückt werden.

¹⁾ Nachträgliche Bemerkung: Häufiger ist *Spirifer* aff. *excavatus* E. KAYSER. Die hier ebenso wie am nördlichen Tunnelleingang in Frage kommende Schichtenfolge, die ich bei der Begehung noch nicht weiter gliedern konnte, entspricht der Cultrijugatuszone + den Äquivalenten der Hobracker Schichten. Die *Pterinaea* ist wahrscheinlich = *gracilis* PRIESTB.

²⁾ Die hier erwähnten quarzitischen Sandsteine und der Quarzkeratophyr liegen im Horst von Wilbringhausen und entsprechen der hangenden Zone der bunten Ebbeschichten + den Wiebelsaatschichten.

S. 375 der WINTERFELDSchen Entgegnung heißt es ferner: „Der von FUCHS gegebenen Übersicht, in der Eifelien und Cultrijugatuszone noch fehlen“ Meinem Gegner sei nochmals die Lektüre meiner Abhandlung empfohlen; vielleicht findet er nachträglich noch, daß auch die Cultrijugatuszone in dem System eine Stellung erhalten hat; insbesondere nehme ich für mich den exakten Nachweis des ganz allmählichen Übergangs von typischen, Montanaria führenden Remscheider Schichten zu Spirifer cultrijugatus führenden Schiefern bei Meinerzhagen in Anspruch; darauf kam es mir bei meinen Ausführungen im wesentlichen an, weil SPRIESTERSBACHS und des Verfassers, auf den faunistischen Befund gestützte Deutung der Remscheider Schichten als tieferes Obercoblenz erst hierdurch die feste stratigraphische Stütze erhielt¹⁾. Daß bereits E. SCHULZ und HUNDT die bei Olpe seit langem bekannte Cultrijugatuszone in diesem Sinne werten konnten, ist schon deshalb ausgeschlossen, weil sie eine Spezialgliederung der Obercoblenzschichten nicht vorgenommen und auch ihre Beziehungen zu den liegenden bunten Ebbschichten und den Verseschichten entweder gar nicht oder doch nur höchst unvollständig gekannt haben. Andernfalls wäre ja auch die nachfolgende, vieljährige Diskussion über das Alter der *Myalina bilsteinensis*, an der sich Forscher wie E. KAYSER, BEUSHAUSEN, E. HOLZAPFEL und FRECH beteiligten, unverständlich.

Wenn nun neuerdings, nach Erledigung der ganzen Angelegenheit, Herr WINTERFELD in seinem jüngsten Feldzuge gegen A. DENCKMANN und MÜGGE²⁾ das altbekannte sattelförmige Auftauchen des jüngeren Unterdevons bei Olpe als seine Entdeckung ausgräbt und wenn er so nebenbei die stratigraphische Stellung der Cultrijugatuszone unmittelbar über den Remscheider Schichten als Ergebnis seiner Forschung ausgibt, so bleibt nur die Annahme übrig, daß Herr WINTER-

¹⁾ Auf meinem, der Geolog. Landesanstalt i. J. 1909 eingereichten Reinblatt Meinerzhagen ist die Cultrijugatuszone in diesem Sinne bereits zur Darstellung gebracht. Im Hangenden derselben liegt hier ein rauher Crinoidenschiefer, der etwa den Hobracker Schichten entspricht, und dann der Meinerzhagener Sandstein, den ich jetzt dem Mühlenbergsandstein gleichstelle, da sich inzwischen Newberria in ihm fand. Nach oben folgt weiter ein petrefaktenreicher Calceolaschiefer (Selscheider Horizont) und darüber ein 2. oberer Newberriasandstein, über dessen stratigraphische Bedeutung später eingehendere Mitteilungen folgen sollen.

²⁾ WINTERFELD: Über die ältesten Schichten im Lenneschiefergebiete usw. Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 31, 1911.

FELD unter dem suggestiven Einfluß fremder Anschauungen sich allmählich selbst zur richtigen Überzeugung durchringt.

Zum Beweise dafür, daß WINTERFELD gelegentlich solchen Selbsttäuschungen unterliegt, sei folgende Probe gebracht: Auf seiner geologischen Übersichtskarte des Bergischen Landes im Maßstabe 1 : 100 000 stellt er zwischen Wald-Beyenburg und Elberfeld im Hangenden des von Solingen über Heidt, Lüttringhausen und das Herbringhauser Tal unterhalb der Talsperre nach dem Wuppertal bei Beyenburg streichenden Zuges Hobracker Schichten, den er unbedenklich als Remscheider kartiert, einen gewaltigen Zug von Lüderichsandstein und einen angeblich westlich Barmen auskeilenden „Rotschieferzug verschiedener Stufen“ dar. Bereits in meiner früheren Kritik habe ich betont, daß Herr WINTERFELD hier Mühlenbergsandsteine + Brandenbergschichten mit dem Lüderichgestein verwechselt; die gleichen Mühlenbergschichten + Brandenbergschichten stehen in dem Viereck zwischen Hückeswagen, Halver, Hülscheid und Radevormwald an, wo sie WINTERFELD teils in das Verbreitungsgebiet seiner Tonschiefer mit Stringocephalenfauna, teils in seine wunderlichen, NW Halver liegenden Lüderichgesteine und nur zum kleinsten Teile in seine östlich Krähwinklerbrücke liegenden, völlig falsch dargestellten Lindlarer Sandsteine unterbringt. Also: Die einzigen Stellen, wo er Gelegenheit hatte, die typische Entwicklung der Brandenbergschichten und ihre Stellung zu den liegenden Mühlenbergschichten auf beiden Flügeln des Remscheid-Altenaer Sattels richtig zu erkennen bzw. darzustellen, bieten auf seiner Karte ein unglaublich verfehltes, jeder Kritik geradezu spottendes Bild. Und doch bringt es WINTERFELD S. 376 seiner Entgegnung fertig, unter den Punkten 3—1 die ganz richtige Aufeinanderfolge: Mühlenbergschichten + Brandenbergschichten + Honselerschichten als Endergebnis seiner Forschungen auszugeben. Er ist also neuerdings auf dem richtigen Wege, und es ist nur bedauerlich, daß er seine Kenntnisse bei der Darstellung auf seiner Übersichtskarte in keiner Weise verwertet hat.

Weiter parallelisiert Herr WINTERFELD neuerdings die Hobracker- und Hohenhöfer Schichten mit seinen Lüderichschichten; man hätte also erwarten können, daß er die beiden genannten Stufen in ihrem schönsten und größten Verbreitungsgebiete zwischen Hülscheid, Breckerfeld, Wellingrade und dem Ennepe- bzw. Wuppergebiete zwischen Holthausen und Beyenburg auch als solche dargestellt hätte und nicht als Remscheider und Stringocephalenschichten.

Diesen Tatsachen gegenüber halte man die wunderliche Art WINTERFELD'scher Kritik, die in seiner S. 363 vorgebrachten Behauptung gipfelt, daß ich über das Untertauchen des Remscheider Sattels bzw. der Remscheider Schichten nach Osten nichts anderes gesagt habe als er. Meine Gegnerschaft richtete sich aber in erster Linie doch wohl dagegen, daß WINTERFELD im Ennepegebiet und bei Breckerfeld zweifellose, in größter Flächenverbreitung anstehende Höhenhöfer und Hobracker und teilweise auch noch Mühlenberg-schichten als oberes Mitteldevon kartierte, während er im Wuppergebiet zwischen Elberfeld-Barmen und Remscheid die gleichen Ablagerungen zuzüglich der Brandberg-schichten von S nach N als rote Tonschiefer + Remscheider Schichten + Lüderich-schichten darstellte. Wenn dies für ihn keinen wesentlichen Unterschied bedeutet, und er S. 376 den Vorwurf gegen mich erhebt, daß ich seinen „Lindlarer Grauwackensandstein wie den grobkörnigen Quarzsandstein gewaltsam den verschiedenartigsten Stufen des Lenneschiefers“ zuteile, so bleibt nur die Annahme übrig, daß ihm für kritische Beurteilung stratigraphischer Fragen ebenso das Augenmaß fehlt wie für historische Treue.

Herr WINTERFELD versucht S. 376 und 377 noch, manche Irrtümer auf Rechnung seines auswärtigen Zeichners zu setzen. Nun mag man ja „die Schwierigkeiten, sich mit einem auswärtigen Zeichner zu verständigen, der von der Bedeutung der Vorlage keine Ahnung hat“ als Milderungsgrund gelten lassen, man mag auch zugeben, „daß auf dem so großen Kartengebiete hier und da, aber nur auf einem verhältnismäßig kleinen Raume, Einlagerungen von jüngeren oder von vielleicht durch Verwerfungen dort dislozierten älteren Schichten nachträglich festgestellt werden können“: das aber geht doch nicht an, daß Flächen von bunten Ebbschichten und Verseschichten, die Dutzende von Quadratkilometern bedecken, wie jene zwischen dem Homert bei Lüdenscheid und Hervel im Ebbegebirge, als Remscheider Schichten kartiert werden, oder daß uns als Grundlage exakter Forschung ein solches Wahrzeichen aufgerichtet wird, wie die Darstellung in einem zwischen Immekeppel, Hohkeppel und Dürscheid gelegenen Gebiete, das neuerdings von ZELENY zum Gegenstand einer eingehenden Untersuchung gemacht wurde¹⁾. Dieser konnte hier im Be-

¹⁾ V. ZELENY: Vorläufige Mitteilung zur Geologie des Bensberger Erzdistriktes. Zeitschr. f. prakt. Geol. XIX, 1911. Vgl. noch: ZELENY: Das Unterdevon im Bensberger Erzdistrikt etc. Archiv f. Lagerstättenforschung, Heft 7, 1912.

reiche der von WINTERFELD als Lindlarer Grauwackensandstein dargestellten Schichtenfolge die folgenden Stufen von unten nach oben feststellen:

1. Keratophyre führende Coblenzschichten.
2. Remscheider Schichten mit *Beyrichia montana* und *Montanaria*.
3. Hobräcker Schichten mit Bänken voll *Centronella* und *Productella*.
4. Mühlenberg- bzw. Lindlarer Schichten mit *Newberria*-bänken.

Die Stufen 1—3 hat WINTERFELD hier vollständig übersehen, möglicherweise auch nicht richtig zu deuten verstanden. Diese neue Tatsache dürfte auch Fernerstehenden genügen, meinen ablehnenden Standpunkt der WINTERFELDSchen Stratiographie gegenüber als nicht auf Autoritätsglauben begründet erscheinen zu lassen, wie er mir S. 375 vorwirft. Wenn nun Herr WINTERFELD mich S. 376 gerade zu einem Besuche dieses Gebietes einlädt, das ich unter Führung des Herrn ZELENY seinerzeit kennen lernte, so dürfte es also überflüssig sein, daß ich der freundlichen Einladung Folge leiste, und ebenso überflüssig erscheint mir eine weitere Kritik.

25. *Inoceramus Lamarcki* auct. und *Inoceramus Cuvieri* auct.

Von Herrn JOH. BÖHM.

Berlin, den 1. Juli 1912.

Von den Inoceramen der Kreideformation hat wohl keine Art eine so vielfache Deutung erfahren wie *Inoceramus Lamarcki*. Von PARKINSON 1819 beschrieben, wurde von späteren Autoren eine Anzahl verschiedener Formen auf sie bezogen. In seiner Monographie der deutschen Vertreter der Gattung *Inoceramus* äußerte sich SCHLÜTER¹⁾ hierzu mit folgenden Worten: „Was D'ORBIGNY *Inoceramus Lamarcki* nennt, gehört auf keinen Fall zu unserer Art (*Inoceramus Brongniarti*, Anmerk. d. Verf.), ebenso wenig die Muschel aus

¹⁾ SCHLÜTER: Kreide-Bivalven. Zur Gattung *Inoceramus*. Palaeontographica XXIV, 1876—77, S. 264.

der Gosau, welche ZEKELI und ZITTEL unter diesem Namen bezeichnen, desgleichen was GEINITZ unter dieser Benennung aus der Mukronatenkreide von Nagorzany bei Lemberg in Galizien aufführt.“

Nach SCHLÜTER¹⁾, der sich anfangs v. STROMBECKs Deutung des *Inoceramus Lamarcki* bei D'ORBIGNY als *Inoceramus Cuvieri* anschloß, stellen D'ORBIGNYs²⁾ Fig. 1 u. 2 wahrscheinlich die kleine Klappe von *Inoceramus involutus* dar, und ist die Fig. 3 wiedergegebene, falls sie zu demselben Individuum gehört, unkorrekt gezeichnet. GEINITZ³⁾ brachte diese Exemplare in nahe Verwandtschaft mit *Inoceramus Crippsi* MANT. (= *Inoceramus balticus* J. BÖHM), SIMIONESCU⁴⁾ identifizierte das französische Vorkommen mit seinem *Inoceramus Kiliani*, und WOODS⁵⁾ zog D'ORBIGNYs Abbildungen in die Synonymie von *Inoceramus involutus* SOW.

Für ZITTELs *Inoceramus Lamarcki* brachte PETRASCHECK⁶⁾ den Namen *Inoceramus Felixi* in Vorschlag und bemerkte zu dem von GEINITZ von Nagorzany erwähnten Vorkommen, daß es „in seinem Habitus an *Inoceramus deformis* MEEK erinnert“.

Ferner legte SCHLÜTER⁷⁾ die von GOLDFUSS als *Inoceramus Lamarcki* abgebildete Form als Typ einer neuen Art: *Inoceramus virgatus* zugrunde, zog WOODS⁸⁾ die von DIXON wiedergegebene rechte Klappe eines *Inoceramus Lamarcki* zu seinem *Inoceramus inconstans*, vereinigte PETRASCHECK⁹⁾ das von GEINITZ beschriebene Exemplar vom Königstein mit seinem *Inoceramus saxonicus*, und vermutete ANDERT¹⁰⁾ in der von GEINITZ als *Inoceramus Lamarcki* von Tannenberg aufgeführten Art seinen *Inoceramus Weisei*.

¹⁾ SCHLÜTER: a. a. O., S. 264, 267.

²⁾ D'ORBIGNY: Paléontologie française. Terrains crétacés III, 1843–47, Taf. 413.

³⁾ GEINITZ: Das Elbtalgebirge in Sachsen. 2. Der mittlere und obere Quader. Palaeontographica XX (2), 1870–75, S. 50.

⁴⁾ SIMIONESCU: Fauna cretacea superiora de la Ūrmös (Transilvania). Acad. Rom. IV, 1899, S. 28.

⁵⁾ WOODS: A Monograph of the cretaceous Aamellibrachia of England. 2. Palaeont. Soc. 1912, S. 327.

⁶⁾ PETRASCHECK: Über Inoceramen aus der Gosau und dem Flysch der Nordalpen. Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst. 56, 1906, S. 162.

⁷⁾ SCHLÜTER: a. a. O., S. 257.

⁸⁾ WOODS: a. a. O., S. 285.

⁹⁾ PETRASCHECK: Über Inoceramen aus der Kreide Böhmens und Sachsens. Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst. 63, 1903, S. 158.

¹⁰⁾ ANDERT: Die Inoceramen des Kreibitz-Zittauer-Sandstein gebirges. Humboldt-Verein Ebersbach, Festschrift, 1911, S. 37.

Glaubte SCHLÜTER¹⁾ einerseits angesichts der Irrtümer²⁾, zu denen *Inoceramus Lamarcki* in der älteren Literatur Veranlassung gegeben, von STROMBECKS Vorschlag, die Speziesbezeichnung ganz zu unterdrücken, gewiß begründet, so wies er³⁾ doch auch andererseits darauf hin, daß „man sich, soweit unsere gegenwärtige Kenntnis auf Grund des vorliegenden Materials reicht, dem Vorgange DESHAYES, der *Inoceramus Lamarcki* und *Inoceramus Brongniarti* geradezu vereint, anschließen könnte, wenn nicht das in der PARKINSONschen Diagnose bemerkte ‚slightly indented longitudinally‘ Bedenken erregte, und auch SOWERBY darauf hinweist, daß *Inoceramus Brongniarti* durch das Fehlen der Längsfurche verschieden sei“.

WOODS⁴⁾, der eine sorgsame Bearbeitung der Pelecypoden der englischen Kreideformation dem Ende zuführt, hat jüngsthin die Identität dieser beiden Arten festgestellt, worin ich ihm auf Grund der Gipsabgüsse, welche nach den Originalen beider Spezies das Geologische Landesmuseum der Liebenswürdigkeit des Herrn Dr. A. SMITH WOODWARD verdankt, beipflichten möchte. Die Längsfurche, welche PARKINSON an *Inoceramus Lamarcki* angab und welche SOWERBY und SCHLÜTER von einer Vereinigung dieser Art mit *Inoceramus Brongniarti* abhielt, beruht allein auf Verdrückung, und es trifft SCHLÜTERS⁵⁾ Vermutung, „daß die Möglichkeit nicht ausgeschlossen sei, daß darin nur etwas Zufälliges, nichts Wesentliches sei“, das Richtige.

Die im Geologischen Landesmuseum als *Inoceramus Brongniarti* aus dem Unterturon Norddeutschlands aufbewahrten Exemplare, worunter einige doppelklappige sich befinden, stimmen mit den erwähnten Abgüssen sowie mit den Abbildungen, welche WOODS von *Inoceramus Lamarcki* PARK. auf Taf. 52, Fig. 4 u. 6 und in den Textfiguren 63—66 u. 70 gibt, überein. Es dürfte sonach der bisher als Zone des *Inoceramus Brongniarti* bezeichnete Horizont in die des *Inoceramus Lamarcki* abzuändern sein.

In die Synonymie des *Inoceramus Lamarcki* PARK. (= *Brongniarti* auct.) gehören nach GEINITZ⁶⁾ noch *Inoce-*

¹⁾ SCHLÜTER: a. a. O., S. 264.

²⁾ SCHLÜTER: So „meinte SOWERBY in *Inoceramus Lamarcki* bei MANTELL den *Inoceramus Brongniarti*, D'ORBIGNY aber den *Inoceramus striatus* und VON STROMBECK den *Inoceramus Cuvieri* zu erkennen“ (a. a. O., S. 264.)

³⁾ SCHLÜTER: a. a. O., S. 264.

⁴⁾ WOODS: a. a. O., S. 307.

⁵⁾ SCHLÜTER: a. a. O., S. 264.

⁶⁾ GEINITZ: a. a. O., S. 44.

ramus Humboldtii EICHW. und nach MERIAN¹⁾ *Inoceramus Brunneri* OOSTER.

WOODS führt *Inoceramus Lamarcki* von der Zone der *Rhynchonella Cuvieri* bis zu der des *Micraster cor anguinum* hinauf an und bemerkt, daß das Original zu PARKINSONS bildlicher Wiedergabe wahrscheinlich aus letzterer stamme.

In Norddeutschland ist *Inoceramus Lamarcki* PARK. auf den bisher als Zone des *Inoceramus Brongniarti* bezeichneten Horizont beschränkt. Ein Gleiches scheint auch für England zu gelten. So führt WOODS²⁾ das Exemplar, das MANTELL als Typ seines *Inoceramus Brongniarti* gedient hat, aus der Zone der *Terebratulina lata* als wahrscheinlich stammend an.

Auch JUKES-BROWNE³⁾, der *Inoceramus Lamarcki* und *Inoceramus Brongniarti* in seiner Darstellung der englischen Kreideformation getrennt hält, führt jenen von Dover aus der Zone der *Terebratulina lata*, diesen aus der gleichen und der des *Holaster planus* an, und ROWE⁴⁾ bemerkt: „*Inoceramus Brongniarti* is found in the zone (of *Holaster planus*) at Dover and extends to the zones immediately above and below, but in reduced numbers.“

Die Verknüpfung des *Inoceramus Lamarcki* PARK. mit *Inoceramus involutus* SOW. durch Übergänge, wie WOODS⁵⁾ mit Recht hervorhebt, weist ihn der von STOLICZKA unter *Volviceramus* zusammengefaßten Formengruppe zu, welche vom Untersenon durch turone und cenomane Zwischenglieder mit dem gaultinen *Inoceramus concentricus* PARK. und unterneocomen *Inoceramus Escheri* MAYER-EYMAR verknüpft, nahezu durch die gesamte Kreideformation neben den typischen Vertretern der Gattung *Inoceramus* geht und wahrscheinlich an *Gervilleia* direkt anknüpft.

Volviceramus Lamarcki PARK. ist nach WOODS⁶⁾ eine sehr plastische Spezies, deren Modifikationen als Varietäten, nicht als Arten aufzufassen seien, als welche sie von ver-

¹⁾ MERIAN: Geologische Mittheilungen. 1. Versteinerungen aus dem rothen Kalk der Simmenfluh bei Wimmis. Verhandl. Naturf. Ges. Basel V, 1871, S. 388.

²⁾ JUKES-BROWNE: The cretaceous rocks of Britain. 3. The Upper Chalk of England. Mem. geol. Surv. Unit. Kingdom 1904, S. 474.

³⁾ ROWE: The zones of the White Chalk of the English Coast. 1. Kent and Sussex. Geol. Assoc., London 1900, S. 314.

⁴⁾ WOODS: a. a. O., S. 313.

⁵⁾ WOODS: a. a. O., S. 331, 332.

⁶⁾ WOODS: a. a. O., S. 311.

schiedenen Autoren beschrieben worden sind. Zu ersteren gehöre auch *Inoceramus Cuvieri* SOW., mit dem *Inoceramus latus* MANT. identifiziert wird.

Diesem Vorgange vermag ich mich für diese beiden Formen nicht anzuschließen. Vielmehr scheint mir eine so weite Spannung der Variationsbreite sowohl der Erkenntnis der verwandtschaftlichen Beziehungen der Arten und ihres genetischen Zusammenhanges als auch der Verfolgung gleichaltriger Ablagerungen über die weiten Gebiete, die die ehemaligen Meere einnahmen, hinderlich in den Weg zu treten und die Ergebnisse unsicher zu machen.

Inoceramus Cuvieri SOW.¹⁾ zeigt nach einem Gipsabgusse des Originals im Gegensatz zu *Volviceramus Lamarcki* PARK. eine flach gewölbte Klappe mit kurzem Schloßfelde und eine nur mit konzentrischen Linien in regelmäßigen Abständen bedeckte Oberfläche. Vorderrand und Schloßrand bilden einen stumpfen Winkel, die vordere Area ist niedrig, die Schale fällt ohne jede Flügelbildung ab, und die Anwachsstreifung bildet eine am Schloßrande stark zum Wirbel hingezogene Kurve. Letztere wird durch die von WOODS: a. a. O., Taf. 53, Fig. 7 gegebene Abbildung illustriert. *Inoceramus Cuvieri* SOW. ist gleichklappig, und diese unterturone Art — ein Nachfahre des cenomanen *Inoceramus Crippsii* MANT. — gehört der Gattung *Inoceramus* an, als deren Typ sie von SOWERBY 1821 abgebildet wurde. Diese Gattung stammt nach JACKSON²⁾ vermutlich von *Perna* durch das Zwischenglied *Gervilleia* ab.

Inoceramus latus MANT.³⁾ zeigt zwar durch seine flache Wölbung und konzentrische Streifung Ähnlichkeit mit *Inoceramus Cuvieri* MANT., erweist sich jedoch nach dem Verlauf der Anwachsstreifung auf dem breiten Flügel als zur Formengruppe des *Volviceramus Lamarcki* PARK. gehörig und diesem wie *Inoceramus Cuvieri* SOW. gegenüber als selbstständige Art.

Auch *Inoceramus Cuvieri* GOLDF. (non SOW.) wurde von WOODS⁴⁾ in die Synonymenliste des *Volviceramus Lamarcki* PARK. aufgenommen. Wie ich im letzten Dezemberhefte dieser Zeitschrift gezeigt habe, ist erstere Art von *Inoceramus Cuvieri* SOW. durch ihre starke Wölbung und rundliche Gestalt wie den schmalen, deutlich ausgeprägten

¹⁾ Vergl. WOODS: a. a. O., S. 315, Textfig. 73.

²⁾ JACKSON: Phylogeny of the Pelecypoda. The Aviculidae and their allies. Mem. Boston Soc. Nat. Hist. IV, 1886—93, S. 384.

³⁾ WOODS: a. a. O., S. 318, Textfig. 76.

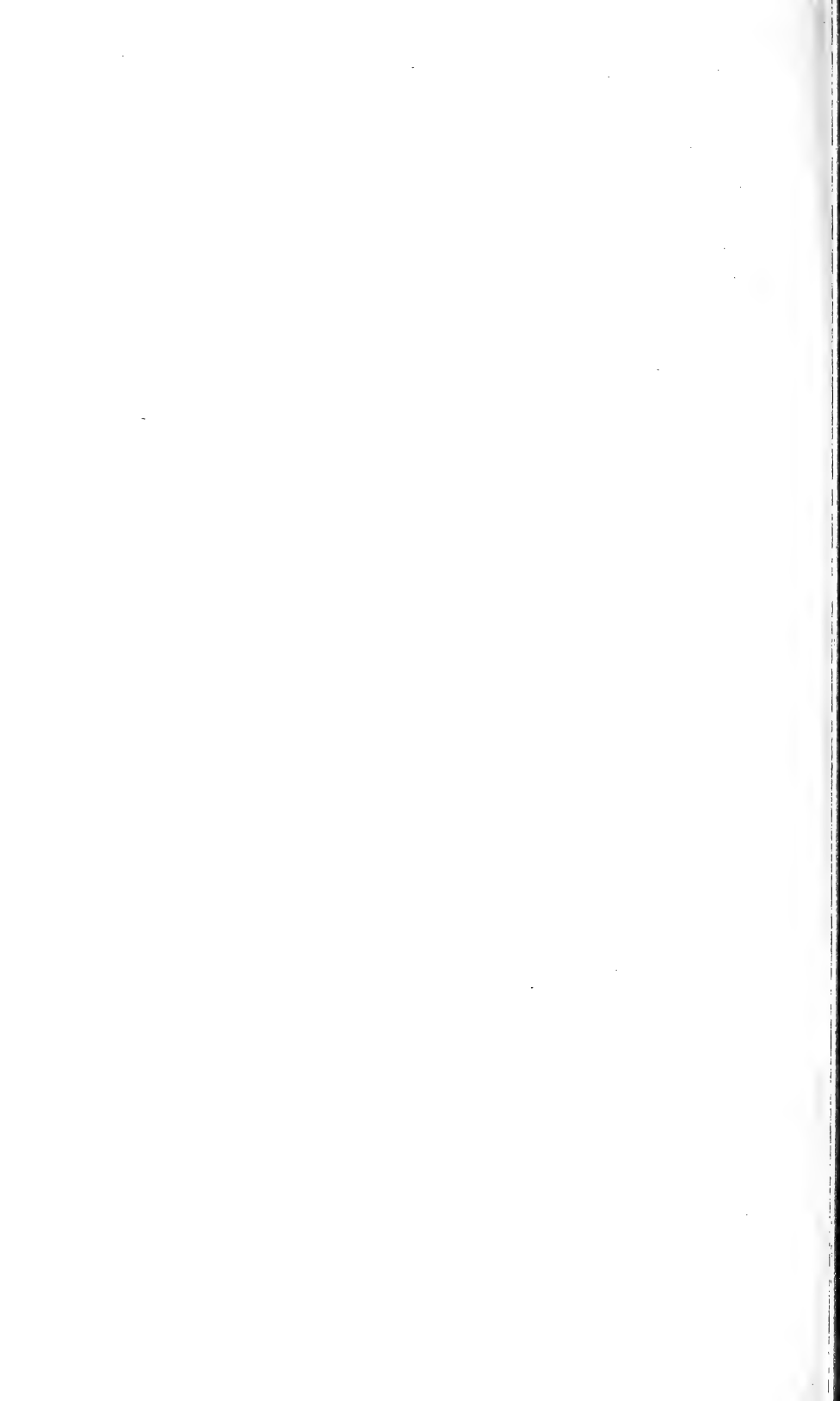
⁴⁾ WOODS: a. a. O., S. 308.

Flügel verschieden, und diese Merkmale gestatten auch nicht ihre Vereinigung mit *Volviceramus Lamarcki* PARK., zu dessen Formenkreis *Inoceramus Schlönbachi* J. BÖHM (= *Inoceramus Cuvieri* GOLDF.) nicht gehört, wie ich annahm.

Neueingänge der Bibliothek.

- BEYSCHLAG, F., KRUSCH, P. u. VOGT, J. H. L.: Die Lagerstätten der Nutzbaren Mineralien und Gesteine nach Form, Inhalt und Entstehung. II, 1. Hälfte. Stuttgart 1912.
- DIETRICH, W. O.: *Elephas primigenius Fraasi*, eine schwäbische Mammutterrasse. Mit Tafel I—II u. 26 Textfiguren. S.-A. aus: Jahreshefte d. Vereins f. vaterländ. Naturkunde in Württemberg, Jahrg. 1912. Stuttgart 1912.
- GÜRICH, G.: Grundwasser und Wünschelrute. Hamburg 1912.
- Fossile Säugetierreste aus Samos. S.-A. aus: Verhandlungen d. Naturw. Vereins zu Hamburg, 1911, 3. F., XIX. Hamburg 1911.
- Die Höttinger Breccie und ihre interglaziale Flora. Mit 3 Figuren. S.-A. aus: Verhandlungen d. Naturw. Vereins zu Hamburg, 1911, 3. F., XIX. Hamburg 1911.
- KRANZ, W.: Begleitwort zur Karte des Tertiärs im Vicentin zwischen Castelgomberto, Montecchio Maggiore, Creazzo, Monte Crocetta und Monteviale. Mit 1 Tafel. S.-A. aus: Neues Jahrb. Min. Beil. 33. Stuttgart 1912.
- Vulkanismus und Tektonik im Becken von Neapel. S.-A. aus: Petermanns Geograph. Mitteilungen 1912.
- MARCUS, HUGO: Die ornamentale Schönheit der Landschaft und der Natur. Als Beitrag zu einer allgemeinen Ästhetik der Landschaft und der Natur. München 1912.
- SCHLESINGER, G.: Studien über die Stammesgeschichte der Proboscider. S.-A. aus: Jahrb. d. K. K. Geolog. Reichsanst. 1912, 62, H. 1. Wien 1912.
- SCHUCHT, F.: Zur Frage der Verwendung von Phonolithmehl als Kali-dünger. S.-A. aus: Landwirtschaftl. Jahrbücher. Berlin 1912.
- STÜBEL, A.: Sur la Diversité génétique des Montagnes Eruptives. Traduit de l'allemand par W. PRINZ et C. VAN DE WIELE. Bruxelles 1911.
- VIALAY, A.: Essai sur la Genèse et l'Évolution des Roches. Paris 1912.
- WEBER, M.: Über Bildung von Flaserkalken. S.-A. aus: Geognost. Jahreshefte 1911, Jahrg. XXIV. München 1911.





Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 8/10.

1912.

Protokoll der Hauptversammlung am 8., 9., und 10. August 1912 zu Greifswald.

Protokoll der Sitzung am 8. August 1912.

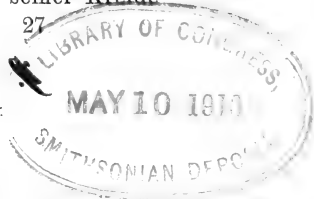
Beginn 9 1/2 Uhr.

Der Geschäftsführer Herr **JAEKEL** eröffnet die Sitzung; er begrüßt die Erschienenen, gibt eine kurze Schilderung der Geschichte des Institutes und berichtet über die Geologie der Provinz Pommern mit nachstehenden Worten:

Hochgeehrte Versammlung!

Als erwählter Geschäftsführer der diesjährigen 56. Tagung der deutschen geologischen Gesellschaft heiße ich Sie an dieser Stelle herzlich willkommen. Es ist mir, den Kollegen und den Beamten dieses Institutes eine große Ehre und Freude, daß Sie unserer Einladung so überaus zahlreich gefolgt sind, und wir auch aus dem Auslande eine stattliche Zahl von Fachgenossen bei dieser Tagung begrüßen können. Es ist unser inniger Wunsch, daß Sie sich in unseren kleinen Verhältnissen wohl fühlen, und daß Ihnen unsere Tagung mancherlei Anregung und Genuß bieten möge.

Es ist nicht das erste Mal, daß die deutsche geologische Gesellschaft hier zusammentritt. Sie tagte hier im Jahre 1850; es war nach der von Regensburg unsere zweite Versammlung. Sie fand statt unter C. v. HAGENOW als Geschäftsführer, der von Haus aus Landwirt hier die Geologie und Paläontologie eifrig gepflegt und sich durch eine erste geologische Kartierung Rügens sowie die paläontologische Bearbeitung seiner Kreide



dauernde Verdienste nicht nur um seine engere Heimat erworben hatte. Sie werden sein Bild, das mir Mitglieder seiner Familie für die pommersche Landessammlung übergeben haben, später in dieser sehen. Das zweite Mal, 1889, hatte Prof. COHEN die Gesellschaft hierher eingeladen und war damals in der Lage, ihr sein neues von der Chemie abgelöstes Institut vorzuführen, das seiner chemischen Genese nach wesentlich für Mineralogie und Petrographie eingerichtet war und durch COHENS klassische Meteoritenstudien und seine daran geknüpfte Liberalität eine ausgezeichnete Meteoritensammlung erhalten hat.

Nur Bonn teilt bis heute mit Greifswald die Ehre, die geologische Gesellschaft ein drittes Mal in ihren Mauern begrüßen zu können. Inzwischen sind unserem Fache in anderen Universitäten großzügig eingerichtete Institute erstanden; das unsere ist namentlich in seinen geologischen und paläontologischen Sammlungen noch in einem sehr frühen Entwicklungsstadium. Mein Vorgänger Prof. DEECKE war zu kurze Zeit hier selbständig, um der Geologie und Paläontologie eine Pflegstätte einzurichten; noch bevor der Auszug der Chemiker in ihr neues Institut den lange geplanten Ausbau des unsrigen ermöglichte, ging er nach Freiburg, und es war nicht ganz leicht für die Folge der Geologie eine dominierende Stelle zu sichern. Daß es gelang, schaffte nun der Geologie und Paläontologie auch an unserer Hochschule einen selbständigen Stützpunkt. Ihn fast aus nichts zu schaffen, war bei sehr beschränkten Etatsmitteln schwierig; aber schließlich haben wir doch aus den vom Kollegen DEECKE persönlich gesammelten Beständen und dank wiederholter extraordinärer Zuwendungen seitens des Ministeriums den für den Unterricht notwendigsten Lehrapparat einzurichten vermocht. Es sind jetzt eine Lehrsammlung für allgemeine, eine für historische Geologie fertiggestellt, eine für Paläontologie der wirbellosen und der Wirbeltiere doch so weit gefördert, daß sie wohl neben den Lehrsammlungen anderer Universitäten bestehen können. Auch für Apparate und Demonstrationsmittel ist durch die Munifizenzen unseres Ministeriums in freundlichster Weise gesorgt worden. Was uns fehlt sind museale Prunkstücke und kostbare Sammlungen, wie sie sich anderwärts im Laufe vieler Dezennien angesammelt haben. Die Ihnen hier vorgelegten Dinosaurierfunde von Halberstadt werden Ihnen wenigstens bei Ihrem gegenwärtigen Besuche über die Dürftigkeit anderer Sammlungsbestände hinweghelfen. Außerdem haben wir hier eine kleine Schausammlung der Geologie und physischen Landeskunde

Pommerns, die Ihnen eine klare Übersicht über den Bau unseres Landes gibt, und vielleicht auch hinsichtlich ihrer Aufstellungsart einige Anregungen bieten kann. Sie ist hervorgegangen aus dem besonderen Interesse, das Kollege DEECKE der heimatlichen Scholle zuwandte, deren Bild er in seiner trefflichen Geologie von Pommern auch weiteren Kreisen zugänglich gemacht hat.

Es ist eine zweckmäßige Gewohnheitspflicht des Geschäftsführers unserer Versammlungen geworden, deren Besucher in die Geologie des Landes einzuführen. Ich hätte es in Ihrem Interesse gern gesehen, wenn Herr Kollege DEECKE als der Vater unserer pommerschen Geologie Ihnen sein Kind selbst vorgestellt hätte; da er diese Aufgabe aber nicht übernehmen wollte, will ich versuchen, Ihnen auf seiner Darstellung fußend, die wesentlichen Züge unseres Landes in aller Kürze vorzuführen. Mein hiesiger geographischer Kollege FRIEDRICHSEN — unsere Fächer vertragen sich hier ebensogut wie ihre Vertreter — wird Ihnen nachher das Bild der gegenwärtigen Oberfläche unseres Landes näher erläutern und dabei seine und seiner Schüler neue Forschungsergebnisse an der Hand zahlreicher Lichtbilder zur Sprache bringen.

Das langgestreckte Küstenland, das unsere Provinz Pommern bildet, setzt sich an der Oberfläche fast ausschließlich aus quartären Sedimenten der Eiszeit zusammen, in die Ablagerungen junger Flußtäler und Seebecken, Endmoränenzüge und abgestaute Becken an der Küste. einige Abwechslung bringen. Nur an einigen Dutzend Punkten kommen kleine Partien älteren Gesteines zutage, die uns nebst einigen wenigen tieferen Bohrlöchern die Schichtenfolge des Untergrundes verraten.

Die ältesten Schichten, von denen uns wenigstens eine gewisse Kunde heraufdringt, sind Salzlager, die aufsteigende Quellen versalzen und vermutlich dem Zechstein entstammen. Sonstiges Material aus solchen Permablagerungen besitzen wir nicht; die weite Verbreitung dieser Salzquellen weist aber auf eine große Ausdehnung jener Salzlager in Pommern hin. Sie bergmännisch klarer zu stellen, hat zurzeit für unser Land keinen praktischen Wert, auch wenn Kalisalze die eigentlichen Salzlager bedecken sollten.

Von den mesozoischen Formationen ist die Trias bisher nur durch einzelne Geschiebe vertreten, die ihre Ausdehnung im Untergrunde Pommerns wahrscheinlich machen. Jene Geschiebe gehören dem mittleren und obersten Muschelkalke an.

Reich vertreten, wenigstens durch die Zahl seiner verschiedenen Horizonte, ist der Jura. Als seine ältesten Schichten kommen Tone mit *Am. Valdani* in einem Bohrloch bei Kammin zum Vorschein; jüngste Liastone treten in einem Bahneinschnitt bei Grimmen zutage. Doggerschichten, meist in Form eisenschüssiger Sande und Tone, finden sich in größerer Menge und wahrscheinlich anstehend in dem östlichen Haffgebiet. Malm, und zwar vorwiegend in der Form oolithischer Kalke tritt östlich des Haffes auf, wo gegenwärtig bei Zarnhaff und Klemmen großartige Steinbrüche einen Einblick in die Schichtenfolge des Oxfordien, Kimmeridgien und Portlandien gewähren.

Kreide ist weit verbreitet in unserer Provinz, die untere als Tone und Sande des Gaults, die obere namentlich als Turon und vor allem als Mukronatenkreide des Obersenons an vielen Punkten beobachtet, so namentlich in Finkenwalde bei Stettin, in Sellin auf Wollin und in der Steilküste von Jasmund und Arkona auf Rügen. Tertiär ist im östlichen Teil Pommerns, also in Hinterpommern, wohl entwickelt, teils als Septarienton, teils als Stettiner Sande, beide dem Oligocän angehörig. Das Miocän ist durch pflanzenführende Quarzite ebenfalls als Uferbildung gekennzeichnet.

Im Diluvium lassen sich in unseren Küstengebieten die Grundmoränen dreier Vereisungen klar unterscheiden, und die Sande, die dazwischen gelegen sind, erscheinen uns nicht als subglaziale Sedimente, sondern als Belege zweier Inter-glazialzeiten. Der Endmoränenzug in Pommern tritt als letzte Abschmelzzone auf deutschem Boden in besonders klarer Weise zutage und bietet Moränenlandschaften, wie sie in Norddeutschland uns kaum wieder begegnen.

Im allgemeinen macht sich in der Ablagerung unserer Sedimente die Nähe von Fennoscandia deutlich bemerkbar. Die Nähe des Ufers kommt von den jurassischen Sedimenten aufwärts in den sandigen, tonigen oder oolithischen Ablagerungen zum Ausdruck. Die diluvialen Ablagerungen bringen schließlich als skandinavische Sedimente den besten Beleg für diese Abhängigkeit von Fennoscandia. Als wichtigere Momente von lokaler Bedeutung macht sich namentlich die Transgression der Kreide geltend, die mit Senkungen des Meeresbodens hier an unserer Küste in dem Globigerinenschlamm der Kreide die größte Meerestiefe erreichte. Als Ereignis von gewaltiger Größe und Tragweite tritt uns im Diluvium ein Bruchsystem entgegen, das an Großartigkeit in den jüngsten Phasen der Erdgeschichte wohl nicht seines-

gleichen findet. Sie werden Gelegenheit haben, sich von dem unverkennbar interglazialen jungdiluvialen Zeitpunkt dieses Bruchsystems in Rügen zu überzeugen, und ich möchte hier nur noch darauf hinweisen, daß die Schollen älteren Gesteines, die wir zahlreich in Pommern antreffen, in das Niveau unserer Tiefebene mit ganz verschiedenen alten Schichten hineinragen. Liastone, Doggersandsteine, Malmkalke, die verschiedensten Kreideschichten, oligocäne und miocäne, stehen nunmehr im Niveau des Diluvium an. Diese Horste müssen also verschieden hoch empor gerückt sein, und sie sind offenbar durch die letzte Eiszeit mehr oder weniger tief, meist bis zum Niveau der jungglazialen Oberfläche des Landes, abgehobelt worden. Die meisten Gesteine dieser Horste sind übrigens so weich, daß sie schwerlich dem dreimaligen Ansturm unseres Inlandeises hätten widerstehen können, wenn sie bereits vor der Zeit der Rügener Diluvialbrüche vorhanden gewesen wären.

Die letzten geologischen Ereignisse, die unsere Provinz betrafen, bestehen in säkularen Hebungen und Senkungen der baltischen Depression, in die in postglazialer Zeit die heutige Ostsee eingedrungen ist. Zuerst entstand ein Meeresbecken, das mit dem Weißen Meer zusammenhing und durch die *Yoldia arctica* ausgezeichnet war, dann durch Hebung des finnischen Gebietes ein Binnensee mit dem *Ancylus fluviatilis* und schließlich mit weitgehenden Senkungen und Transgressionen die sogenannte Litorina-Senkung, über deren allgemeine oder mehr lokale Bewertung die Meinungen differieren.

Das sind in kurzen Zügen die Hauptphasen und Ereignisse, die sich im Boden unseres Landes abspielten. Ihr Resultat, die heutige Oberfläche, wird Ihnen später Herr FRIEDRICHSEN noch näher vor Augen führen. Ich schließe mit dem Wunsche, daß Ihnen auch unser flaches Land mancherlei Anregungen zur Beurteilung geologischer Probleme bieten möge, und möchte auch hier den Kollegen aus Dänemark und Schweden meinen herzlichen Dank aussprechen, daß sie in so opferwilliger Weise meiner Bitte entsprachen, in Seeland und Schonen unsere Führung zu übernehmen, so daß wir diesmal auch über die Grenzen unseres Vaterlandes hinausgehen in Gebiete, die freilich geologisch mit den unseren im engsten Konnex stehen.

Eine Anzahl neuer Schriften über die Struktur und Oberflächenform unserer Provinz sind mir als Festgaben für die Teilnehmer an der Versammlung von den Autoren in dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt worden:

1. M. FRIEDRICHSSEN: Vorpommerns Küsten und Seebäder der D. geol. Ges. zu ihrer allgemeinen Versammlung in Greifswald gewidmet von der Geogr. Gesellschaft zu Greifswald.
2. N. HARTZ: Allerød-Gytje und Allerød-Mull. Meddelelser fra Dansk geologisk Forening. IV. 1912.
3. V. HINTZE: Der Altersunterschied zwischen den Dislokationen auf Rügen und Møen. Meddelelser fra Dansk geologisk Forening. IV. 1912.
4. O. JAEKEL: Über gegenwärtige tektonische Bewegungen in der Insel Hiddensøe (Rügen). S. A.: Zeitschrift der D. Geol. Ges. Bd. 64. Jahrg. 1912. Monatsber. Nr. 5, S. 278–293.
— Über den Kreidehorst von Jasmund und seine Tektonik. S. A.: Mitteilungen des naturw. Vereins für Vorpommern und Rügen. 42. Jahrg. 1912.
5. K. KEILHACK: Die Versandung der Swinepforte. S. A.: Jahrbuch der Königl. Pr. Geol. Landesanstalt für 1911. Bd. 32, Teil II, Heft 2. S. 209–244.
— Die Lagerungsverhältnisse des Diluviums in der Steilküste von Jasmund auf Rügen. S. A.: Jahrbuch d. Kgl. Pr. Geol. Landesanstalt 1912. Band 33. Teil 1, Heft 1. S. 110–158.
6. J. C. MÖBERG: Geological Guide to the Silurian *Arca*. of the Fogelsång District. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 32, Häft 1. Januar 1910, in beschränkter Zahl.
— Geological Guide the through Fyledalen. The valley of Tylan Geol. Fören. Förhandl. Stockholm. Bd. 32, Häft 1. 1910, in beschränkter Zahl.
7. V. NORDMANN: Die Kjökkenmödding bei Bilidt. Meddelelser fra Dansk Forening. IV. 1912.
8. R. WILCKENS: Sind die Hügelrücken der Halbinsel Jasmund als Drumlins aufzufassen? S. A.: Mitt. des naturw. Vereins für Vorpommern und Rügen. 43. Jahrgang 1911.

Auf Vorschlag des Herrn WAHNSCHAFTE werden Herr KALKOWSKY zum Vorsitzenden der heutigen Sitzung, die Herren R. WILCKENS, WEPFER und KRENCKEL zu Schriftführern für die ganze Dauer der Tagung gewählt.

Geh. Rat LÖFFLER begrüßt die Versammlung im Namen des Rektors und der Universität; Ratsherr FLEISCHMANN heißt die Gesellschaft im Namen der Stadt Greifswald willkommen und überreicht für die Teilnehmer ein Album der Stadt Greifswald. Herr FRIEDERICHSSEN begrüßt die Erschienenen im Namen der Geographischen Gesellschaft Greifswald.

Herr KALKOWSKY übernimmt den Vorsitz, dankt für seine Ernennung zum Vorsitzenden und für die Begrüßung von seiten der Stadt, der Universität und der Greifswalder Geographischen Gesellschaft, sowie auch Herrn JAEKEL und den Führern der Exkursionen, besonders den Herren aus Dänemark und Schweden, für ihre Mühewaltung.

Als neue Mitglieder wünschen der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu Berlin beizutreten:

Herr Dr. phil. RUDOLF SCHREITER, wissenschaftlicher Hilfsarbeiter am Kgl. Mineralogischen und Geologischen Museum in Dresden-N., Förstereistr. 25 II, vorgeschlagen durch die Herren KALKOWSKY, WICHMANN und RIEMANN.

Herr stud. geol. G. H. MEDON, Zehlendorf bei Berlin, Georgstr. 6, vorgeschlagen durch die Herren BRANCA, JANENSCH und STREMME.

Herr Prof. Dr. ATHENSTÄDT, Oberlehrer in Duisburg, Cölnerstr. 16, vorgeschlagen durch die Herren BRANCA, HENNIG und STREMME.

Herr Dr. CLEMENS LEIDHOLD, Assistent am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Straßburg i. E., vorgeschlagen durch die Herren v. SEIDLITZ, KESSLER und WAHNSCHAFTE.

Als korporatives Mitglied „*der Verein der Studierenden der Geographie an der Universität Berlin*“, vorgeschlagen durch die Herren PENCK, WAHNSCHAFTE und RAUFF.

Herr Direktor MEISSNER, Pommersche Kalksteinwerke, G. m. b. H. in Zarnglaff bei Rackitt in Pommern, vorgeschlagen durch die Herren JAEKEL, GRAESSNER, und WAHNSCHAFTE.

Herr Dr. phil. ERNST MEISTER, Breslau, vorgeschlagen durch die Herren FRECH, RENZ und LACHMANN.

Herr M. KOPERBERG, Oberingenieur a. D. des Bergwesens in Niederländisch-Indien, in Utrecht, vorgeschlagen durch die Herren WICHMANN, KALKOWSKY und RINNE.

Herr stud. geol. BÖHNDEL, in Wandsbeck, vorgeschlagen durch die Herren JAEKEL, MILCH und WYSOGORSKI.

Zum Vorsitzenden für die Sitzung am Freitag, den 9. August wird Herr JAEKEL durch Akklamation gewählt.

Herr MAX FRIEDERICHSEN, Greifswald, spricht über Pommerns Küsten.

Zweck des Vortrages war es, den Teilnehmern an der Greifswalder Jahresversammlung im Anschluß an die lokal-geologischen Ausführungen des Vorredners einen durch Karten und Lichtbilder veranschaulichten Überblick über die Grundzüge der Morphologie der pommerschen Gestadeländer zu geben.

Zu diesem Ende ging Redner einleitend ein auf eine Erläuterung der im Hörsaal aufgehängten großen Wandkarten. Unter diesen befand sich zunächst eine im Geographischen Institut der Universität durch den Kandidaten der Geographie CURT HABERMANN bearbeitete und gezeichnete „Geologisch-morphologische Wandkarte der Provinz Pommern im Maßstab 1:200 000. Unter Zugrundelegung der bekannten KEILHACKSchen geologisch-morphologischen Karte der Provinz war auf derselben versucht worden, alle seitdem in Vor- und Hinterpommern gemachten Erfahrungen kartographisch zu veranschaulichen. Vor allem war auch das Relief der küstennahen Meeresgebiete auf Grund von Isobathenkonstruktionen nach den neuesten deutschen Seekarten eingetragen worden. Die Karte wird mit kurzem Begleitwort demnächst im Verlage von GEORG WESTERMANN in Braunschweig erscheinen. Da sie ein besonders typisches Stück norddeutscher Diluviallandschaft zur Darstellung bringt, dürfte sie auch über die Grenzen der eigentlichen Provinz hinaus Interesse erregen.

Die übrigen ausgehängten Karten waren in Isohypsen-schichtflächen farbig ausgemalte Meßtischblattkarten der Inseln: Darß-Zingst, Rügen, Usedom und Wollin in 1:25 000. Unter ihnen enthielt die Darß-Karte auch eine von 2 zu 2 m durchgeführte, von Herrn cand. geogr. OTTO, Greifswald, aus den Lotungen der Arbeitskarten des Reichsmarine-Amtes sorgsam konstruierte, äußerst lehrreiche Darstellung der Isobathen der Meeresteile nördlich des Darß bis in die Nähe der dänischen Inseln.

Die während des Vortrages gezeigten Lichtbilder beruhten auf den zahlreichen, bei Gelegenheit von Küstenwanderungen des Geographischen Institutes der Universität angefertigten Photographien. Einige dieser Aufnahmen sind diesem Vortragsreferat beigegeben.¹⁾

Soll eine Betrachtung der pommerschen Küsten nicht nur eine Beschreibung, sondern auch eine kausale Erklärung geben, so muß das heutige Aussehen der Küsten als der augenblickliche Zustand in einer Entwicklungsreihe betrachtet werden. Die erste Frage lautet alsdann: Wann begann diese Reihe?

Die Antwort, welche uns in vorliegendem Fall die Geologie gibt, besagt, daß wir den Beginn dieser Reihe in die Litorinazeit zu setzen haben, also in die dritte und letzte der uns bekannten

¹⁾ Die Klischees stellte in dankenswerter Weise die Firma Bruncken & Co., Greifswald, zur Verfügung.

postglazialen Phasen in der Entwicklung des Ostseegebietes. In jener Litorinazeit trat nach unseren Kenntnissen eine Senkung des ganzen südlichen Ostseegebietes um 20—30 Meter ein. Auch das damalige Vorpommern als Küstengebiet der südlichen baltischen Gestadeländer unterlag dieser Senkung. Da wir annehmen müssen, daß die versenkten Teile ihre Oberflächengestaltung vorwiegend in der Eiszeit erhalten hatten, so werden damals glaziale Formen unter das Meer



cand. phil. BARTSCH phot.

Fig. 1.

In der Schälung des Meeres liegende Torfmoore unweit Zingst.
Küstenschutz durch steinerne Bühnenbauten.

versenkt worden sein. Den unmittelbaren Beweis dafür ergibt das heutige küstennahe Relief des Meeresbodens mit seinen steinigen Bänken, seinen unregelmäßigen, überfluteten Vertiefungen (Bodden), seinen unter Wasser gesetzten Schmelzwasserinnen (Strelasund) und unter das Meer gesenkten Stauseeböden (Stettiner Haff). Wir werden annehmen dürfen, daß die Küste nach dieser Litorinasenkung eine gelappte, buchten- und inselreiche Landformenküste gewesen ist.

Die seitdem bis heute wirkenden umbildenden Faktoren waren Brandung, Küstenversetzung, Windwirkung und Anlandung. Durch sie wurden die Kliffe an der Außenseite der einstigen Inseln und die flachen Nehrungen zwischen den einzelnen Inseln geschaffen.

Gelegentlich der näheren Ausführungen über diese Faktoren warnte Redner davor, die lokal wohl vorhandenen Neerströmungen für Vertriftung und Umlagerung des



cand. phil. Otto phot.

Fig. 2.

Strandwall am Badestrand von Prerow auf dem Darß.

Küstenschuttes und damit für die jugendlichen Neulandbildungen in zu umfassender Weise in Anspruch zu nehmen. Dies ist in letzter Zeit (vergl. Z. d. Ges. f. Erdk., Berlin 1912, S. 527 bis 532) in einem Artikel von H. SPETHMANN, Küstenverlagerung und Meeresströmung zwischen Rügen und Alsen, geschehen, indem dort u. a. der Satz aufgestellt wurde: „Nur die Annahme von Neerströmungen ist imstande, das bunte Bild der Küstenverlagerung an unserer westlichen Ostseeküste zu er-

klären¹⁾. Dieser durch keine direkten Beobachtungen hinlänglich gestützten Verallgemeinerung gegenüber muß mit Nachdruck darauf hingewiesen werden, daß nicht nur die im



M. FRIEDERICHSEN phot.

Fig. 3.

Abfall des Streckelberges auf Usedom.

Mittel des Jahres an den fraglichen Küsten „vorherrschenden“ Winde aus dem westlichen Quadranten morphologisch

¹⁾ Der Artikel war dem Vortragenden, wie einigen anderen Interessenten, noch vor der Versammlung in korrigierten Fahnen übersandt worden.

wirksame Küstenströmungen schaffen, sondern daß ebenso auch die, vor allem im Frühling und Sommer, aus dem nördlichen und östlichen Quadranten wehenden Winde entgegengesetzter Richtung wirksam sind¹⁾. Auch ist (wie z. B. die Verhältnisse auf Mönchgut besonders deutlich zeigen) das Maß des Windschutzes, welches diese oder jene Küstenstrecke bei den jeweils herrschenden Winden erfährt, für die vorherrschende Richtung der morphologischen Umgestaltung der Küste von ausschlaggebender Bedeutung.

Ob ferner die Tatsache der an der vorpommerschen Küste für den Darß bereits durch F. W. PAUL LEHMANN²⁾ festgestellten Mündungsverlagerungen des Prerow-Stromes von O gegen W, sowie auf Mönchgut anscheinend analoger Verlagerungen der Zickerniß von S gen N wirklich so weit-ausschauende morphologische Folgerungen zuläßt, wie sie a. a. O. SPETHMANN zog, erschien Redner entgegen seiner früheren eigenen Ansicht³⁾ mittlerweile fraglich. Es liegt vielmehr im Hinblick auf die nachweisbar durch Sturmfluten oder im Anschluß an dieselben veranlaßten gewaltsamen und plötzlichen Durchbrüche des Prerow-Stromes nahe, diese Verlagerungen katastrophal aufzufassen, besonders da zeitweilig die Prerow-Mündung auch wieder gen Osten verlegt wurde.

Als Ziel aller modernen Umbildungsvorgänge läßt sich der erstrebte Ausgleich der Küstenformen erkennen, wie wir ihn durch Zurückschneiden der Vorsprünge und Überbrückung der Buchten in den verschiedenen Teilen der pommerschen Gestadelländer verschieden weit gefördert sehen.

Die Richtigkeit dieser allgemeinen Darlegungen wird durch die Betrachtung der einzelnen Küstenstrecken bestätigt.

So lassen sich auf dem heutigen Darß vier einstige Inselkerne aus glazialem Geschiebemergel und Sanden nachweisen. Einer dieser Kerne ist vom Meere eingeschliffen worden und nur als Untiefe in der heutigen Prerow-Bank erhalten. Ein anderer läßt im „Altdarß“ deutlich das frühere Kliff des Außenrandes erkennen, das heute jedoch im Innern der Insel gelegen ist. Ein dritter Kern wird noch

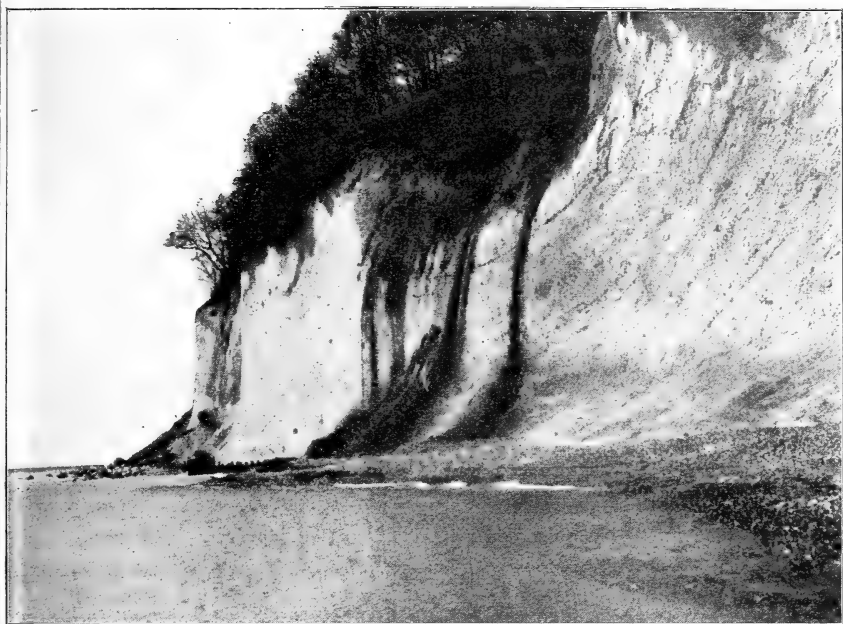
¹⁾ Vergl. meine den Mitgliedern der Jahresversammlung überreichte kleine Schrift: Vorpommerns Küsten und Seebäder, Greifswald 1912, S. 48 ff. und Abb. 23.

²⁾ Vergl. dessen 1878 erschienene Arbeit: Pommerns Küste von der Dievenow bis zum Darß. Progr. d. Kgl. Friedrich-Gymn. Breslau, S. 35–36. Also beträchtlich vor jenen Beobachtungen auf Greifswalder Exkursionen, welche SPETHMANN heranzieht!

³⁾ Vergl. Vorpommerns Küste usw. o. c. S. 27.

jetzt bei Ahrenshoop im Fischlande durch die Brandung dauernd verkleinert. Auch die späteren jugendlichen Neubildungen zwischen und an diesen Inselkernen lassen sich beim Darß unschwer erkennen.

Die Doppelinsel Usedom-Wollin war zur Zeit der Litorinensenkung ein Archipel diluvialer Inseln. Auch sie waren früher größer und sind noch heute massiger und höher als die analogen Bildungen des Darß. Die sie zu dem heutigen



H. PRAESENT phot.

Fig. 4.

Mit diluvialen Geschiebemergel erfülltes, hängendes Muldental
am Kreidesteilufer bei Saßnitz auf Rügen.

Doppelinselgebilde zusammenschweißenden Neulandbildungen sind besonders interessant in den Dünenregionen der Swine-Pforte.¹⁾

¹⁾ Über die Bildungsgeschichte der letzteren hatten die Teilnehmer der Jahresversammlung Gelegenheit, sich auf einer Exkursion vor der Versammlung unter K. KEILHACKS trefflicher Führung und auf Grund von dessen schöner Spezialarbeit (Jahrbuch d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1911, Bd. 32, Teil II, H. 2, Berlin 1912) zu orientieren.

Schließlich lassen sich auch bei dem landschaftlich so weit berühmten Rügen die gleichen entwicklungsgeschichtlichen Grundzüge nachweisen. Hier sind die Küsten besonders mannigfaltig und interessant infolge des Anstehens großer Kreideschollen des Untergrundes neben dem diluvialen Deckgebirge.

Ein näheres Studium der Steilküsten Rügens läßt zahlreiche Einzelformen erkennen, deren Abhängigkeit von Lage und



H. PRAESENT phot.

Fig. 5.

Gletschertöpfe im Kreidebruch bei Läncken bei Saßnitz.

Richtung der Küste, von Exposition gegen Wind und Wellen, tektonischen und geologischen Verhältnissen deutlich hervortritt.

An den Flachküstenstrecken Rügens spielen nach Lage und Entstehung die eigentümlichen Feuersteinstrandwälle der „schmalen Heide“ und „Schaabe“ eine besonders interessante Rolle.

Hinsichtlich der in diesem Zusammenhange angeschnittenen Frage nach Anzeichen jugendlicher Niveauschwankungen

im Bereiche Rügens war Redner der Ansicht, daß sich die zwischen 2 und 3 m über Mittelwasser der Ostsee gelegenen Feuersteinstrandwälle der „Schmalen Heide“ wie der „Schaabe“ durch Hochwasserstände bei stürmischem, auflandigem Wind, oder durch Sturmfluten vollkommen erklären lassen. Auch die jüngst von SPETHMANN (a. a. O. S. 32) an den Ufern des Strelasundes zwischen Stahlbrode und Stralsund beschriebenen 1,50—2 m hohen Uferterrassen dürften innerhalb der Grenzen dieser höheren und höchsten Wasserstände liegen.

Das morphologisch so verschiedene Aussehen gewisser Steilküstenpartien Rügens (z. B. Nordküste Wittows im Gegensatz zur Gegend bei Arkona; Nordküste Jasmunds von Lohme bis Glowe im Gegensatz zur Küste zwischen Stubbenkammer und Saßnitz) wurde durch die besondere Exponiertheit gegenüber Wind und Wetter und durch nachweisbar weithin vorhandene, vor Brandungswirkung kräftig schützenden Geschiebereichtum der Schorre erklärt. Aus dem Einschneiden eines „jungen“ Kliffes in ein „reifes“ Kreidekliff zwischen Saßnitz und Stubbenkammer auf eine geringe Senkung¹⁾ für diese Küstenstrecke zu schließen, scheint deshalb unnötig, weil an diesen exponiertesten Küstenpartien (ebenso wie bei Arkona) mit einer allmählichen Vertiefung der Schorre im Gebiet der immerhin weichen Kreide und damit gleichzeitiger Wiederbelebung der Brandung ohne Senkung gerechnet werden darf. Auch sollte man die Exposition dieser Küstenstrecken gegen die morphologisch besonders kräftig wirkenden Frühjahrsstürme nicht vernachlässigen.

Herr MENZEL spricht über die Entwicklungsgeschichte der Postglazialzeit in Hinterpommern auf Grund der Binnenmolluskenfaunen.

Die Forschungen über die Entwicklungsgeschichte der Postglazialzeit gehen von unseren nordischen Kollegen aus und sind in den die Ostsee im Osten, Norden und Westen begrenzenden Ländern zu hoher Blüte gediehen. Sie stützen sich hier einmal auf die marinen Faunen, die stellenweise durch den mannigfachen Wechsel in der Höhenlage zwischen Land und See seit dem Höhepunkte der letzten Vereisung ausgezeichnet erhalten sind; zum anderen haben sie den Gang der Entwicklung an der Hand der in den zahlreichen Mooren ausgezeichnet erhaltenen Pflanzenreste klargestellt und da-

¹⁾ Vergl. SPETHMANN a. a. O.

durch aufs genaueste die Bewegung der klimatischen Zustände während dieser Zeit festlegen können. Vereinzelt wurden diese Forschungen vor allem in Schweden und in Dänemark durch Untersuchung der Binnenconchylien ergänzt, die zu ganz denselben Resultaten wie die Pflanzenforschungen führten.

In den südlichen Randgebieten der Ostsee fehlen uns über Tage Ablagerungen mariner Conchylien fast ganz. Die Ablagerungen aus früheren Stadien der Postglazialzeit sind nicht wieder aus der Ostsee emporgetaucht wie weiter im Norden, sondern ruhen unter dem Wasserspiegel begraben. Nur selten kommen sie durch Bohrungen und Baggerungen zutage. Auch die Verschiebungen zwischen Wasser und Land hatten ein geringeres Ausmaß wie weiter im Norden, wenngleich auch sie vorhanden sind. Auch die Untersuchung der Pflanzenreste versprach hier wenig oder gar keine Erfolge; denn, wenn auch die Zahl und Ausdehnung der Moore im südlichen Randgebiet der baltischen See recht groß ist, so stammen sie doch meist aus jüngerer Zeit; ältere Torfablagerungen sind entweder nicht vorhanden oder wenigstens nicht aufgeschlossen.

Aus diesen Gründen hatte ich schon im Jahre 1910 zum Internationalen Geologenkongreß in Stockholm in dieser Zeitschrift den Versuch gemacht, auf Grund der Binnenmollusken die geologische Entwicklungsgeschichte der Spät- und Postglazialzeit im nördlichen Deutschland darzustellen, eine Arbeit, die ich besonders in Hinterpommern in den letzten Jahren fortgesetzt habe. Die Binnenmollusken scheinen mir aus dem Grunde besonders für solche Untersuchungen geeignet zu sein, weil sie einmal in Ablagerungen der Postglazialzeit fast überall in reicher Fülle auftreten und verhältnismäßig leicht gesammelt werden können, und zum andern, weil sie sehr rasch und zuverlässig auf äußere Einflüsse wie Veränderungen der Lebensbedingungen in ihrer Verbreitung und Entwicklung reagieren.

Meine Untersuchungen führte ich teilweise im Anschluß an Literaturnotizen von KEILHACK und G. MÜLLER und Untersuchungen von F. SOENDEROP, vor allem im Kreise Pyritz, und sodann allein in der Gegend von Köslin aus. Das wesentliche an diesen Untersuchungen ist, daß sorgfältig nach Horizonten gesammelt und die Fauna der einzelnen Horizonte peinlich auseinander gehalten werden muß. Wo Aufschlüsse in den tieferen Schichten fehlten wie bei Pyritz, habe ich Proben aus verschiedenen Tiefen der Wiesenkalk- und Moormergelablagerungen mit dem Tellerbohrer entnommen.

Die vorläufigen Resultate dieser Untersuchungen, die ausführlicher an anderer Stelle niedergelegt werden sollen, sind nun folgende:

Die Grenze nach rückwärts für die in Frage kommende Zeit bildet die letzte Vereisung. Nachdem dieselbe auf der Höhe des uralisch-baltischen Höhenrückens zum letztendale in Deutschland einen längeren Halt gemacht hatte, taute die Eisdecke langsam, in einzelnen Etappen, aber stetig in die heutige Ostsee hinein ab. Ihre jüngsten, noch fossilfreien Ablagerungen sind auf den Diluvialhöhen der Geschiebemergel und die Oberen Sande, in den Talbildungen die Talsande und Taltone oder Mergelsande.

Auf beide Ablagerungen legen sich nun bald fossilführende Schichten auf. Es sind das ausnahmslos Schichten, die aus fast reinen mineralischen Sedimenten aufgebaut sind, Tone, Tonmergel, Bändertone und Mergelsande. Wenn sie auf Diluvialhöhen liegen, sind sie wohl auch Decktone genannt worden. Mehrfach läßt sich nachweisen, daß sie unweit vom Eisrande entfernt in großen Becken abgesetzt wurden, als in einiger Entfernung noch der Eisrand lag und den Abfluß der Wasser verhinderte. Ein solches Tonbecken ist nach der Aufnahme von F. SOENDEROP vor allem der sogenannte Pyritzer Weizacker, die fruchtbare Umgebung der Madü- und Plönesee-Senke. Ein kleineres Becken derart findet sich bei Woltin, andere werden im östlichen Hinterpommern durch KEILHACK beschrieben. In diesem, noch in der Nähe und unter dem Einfluß des Eises aus mit Gletschertrübe beladenen Wassern abgesetzten Schichten treten die ersten Molluskenschalen auf, und zwar ist es eine Fauna, die sich unter gleichen Verhältnissen in Ostpreußen und Schleswig-Holstein, in Mecklenburg und der Berliner Gegend wiedergefunden hat. Sie ist an den Eisrand gebunden, ebenso wie die *Dryasflora*, mit der sie zusammen vorkommt. Als Hauptmerkmal läßt sich eine große Artenarmut anführen. Eine bestimmte Leitform kenne ich bisher nicht. Sie enthält nur hochnordische Formen oder solche, die große Anpassungsfähigkeit an Kälte besitzen. Fast immer tritt in ihr *Anodonta* auf, so in Hinterpommern und bei Woltin, daneben meist *Planorbis arcticus* und mehrere Pisidien, deren Bestimmung mir noch nicht geglückt ist. Einige winzige Limnaeen sind auch fast immer vertreten und eine eigenartige *Valvata*. In den Mergelsanden des Pyritzer Weizackers hat sich bei Gr.-Schönfeld auch die erste kleine Landschneckenfauna dieser Stufe nachweisen lassen. Es kamen dort neben *Planorbis borealis* *Limnaeus palustris* und *truncatula*, *Succinea oblonga* in einer

besonderen Form, *Succinea schumacheri* und *Pupa muscorum* vor. Es ist das die Fauna, die ich wohl als glaziale Fauna bezeichnet habe.

Mit dem völligen Abziehen des Eises tritt im allgemeinen in den postglazialen Ablagerungen ein Facieswechsel ein. Es setzen sich nicht mehr tonig-feinsandige Bildungen ab, sondern mehr und mehr organogene Ablagerungen, bestehend aus Wiesenkalken oder Faulschlammgesteinen. Dieselben legen sich entweder über die fossilführenden tonigen oder in Einsenkungen derselben hinein wie bei Pyritz oder sie ruhen unmittelbar auf Geschiebemergel der Diluvialhöhen oder auf Talsanden. Mit diesen Wiesenkalken, Faulschlammkalken oder Faulschlammbildungen sind die Alluvialsenken Hinterpommerns zum allergrößten Teile in ziemlicher Mächtigkeit ausgefüllt. In vielen Fällen liegt über ihnen noch eine Torfdecke, das Zeichen völliger Verlandung.

Diese Wiesenkalk- usw. Schicht enthält nun meist eine Reihe von Entwicklungsstufen übereinander, die aber schwierig zu unterscheiden sind, da die Gesteinsausbildung dieselbe bleibt und nur der Fossilinhalt wechselt. Zudem sind die tiefsten Horizonte sehr selten aufgeschlossen. Ich habe mir, wie ich schon oben ausführte, in diesen Fällen dadurch geholfen, daß ich Proben dieser tiefen Schichten mit dem Tellerbohrer heraufholte. Es zeigt sich nun, daß in den tiefsten Wiesenkalkschichten eine Fauna von Binnenconchylien eingeschlossen ist, die schon mehr Arten aufweist als die vorige „glaziale“, daß aber in ihr noch eine Reihe nordischer Formen enthalten ist, die heute bei uns nicht mehr leben, dagegen rein gemäßigte Formen noch vollständig fehlen. Die charakteristischen nordischen Formen sind unter anderen (weitere Untersuchungen werden sicher noch mehr Arten nachweisen, besonders unter den schwierig zu bestimmenden Pisidien): *Planorbis borealis* und *Pl. stroemi*. Daneben kommen in größerer Fülle *Limnaea ovata*, *L. palustris*, *L. truncatula* vor und auch *Planorbis vortex*, *Ancylus lacustris*, Valvaten usw. stellen sich ein. Es fehlt aber noch vollständig *Bythinia tentaculata* und Verwandte.

Diese Fauna ist von MUNTHE in genau derselben Zusammensetzung auf Gotland aus dem Beginn der Ancycluszeit festgestellt worden. Während ihrer Bildung lag das Eis noch im nördlichen Teil der Ostsee und übte durch seine kalten Schmelzwässer noch weithin einen Einfluß aus. Diese Fauna ist noch als glaziale zu bezeichnen und gehört in die Zone des *Planorbis stroemi*.

Nachweisen konnte ich diese Fauna in den tieferen Wiesen-
kalken im Kreise Pyritz sowie bei Gültz und Bonin in der Nähe
von Köslin.

Ziemlich unvermittelt tritt nun in den Wiesenalkprofilen
der genannten Orte eine bedeutend reichere Fauna auf, in der
Planorbis stroemi und *Pl. borealis* durchaus fehlen, dafür aber
in Menge

Planorbis umbilicatus

- *gredleri*

- *glaber*

Bythinia tentaculata

- *leachi*

und dazu

Limnaea auricularia

- *lagotis*

- *ampla*

- *palustris*

- *truncatula* usw.,

letztere alle in größerer Zahl und vollkommenerer Ausbildung
als bisher, auftreten.

Es ist ohne weiteres klar, daß hier ein ausgeprägter
Wechsel in der Fauna auftritt. Die nordischen Arten sind
erloschen; dafür sind eine Anzahl anderer, von denen ich
besonderes Gewicht auf die beiden heute ungemein verbreiteten
Arten *Bythinia tentaculata* und *Planorbis umbilicatus* lege,
neu eingewandert. Außerdem zeigen die übrigen viel zahlreicher
auftretenden Begleiter eine noch weit üppigere Entwicklung
als bisher. Diese Fauna stellt sich nach MUNTKE auf Gotland
zum Schluß der Ancycluszeit ein, also nachdem das Eis ganz
aus dem Ostseegebiet verschwunden war. Mit ihr beginne
ich die Reihe der gemäßigten Faunen, und zwar die erste
Zone, die durch *Bythinia tentaculata* und *Planorbis*
umbilicatus gekennzeichnet wird. Während ihrer Dauer
nimmt die Litorinasenkung ihren Anfang.

Mit dem Beginn dieser Zone fällt botanisch ungefähr
das Auftreten der Eiche zusammen. STOLLER hat auf Grund
dieses Auftretens eine Gliederung der Alluvialschichten in
Alt-Alluvium vor dem Auftreten der Eiche und Jung-
Alluvium vom Auftreten der Eiche ab vorgeschlagen. Auf
Grund der Binnenconchylien können wir dieselbe Zweiteilung
vornehmen: Alt-Alluvium vor dem Auftreten von *Bythinia*
tentaculata und *Planorbis umbilicatus*, Jung-Alluvium seit der
Einwanderung derselben.

Die der Süßwasser-Conchylienfauna dieser Zone entsprechende Land-Conchylienfauna ließ sich bisher, in Hinterpommern wenigstens, nicht nachweisen.

Die Schichten dieser Zone deckt an vielen Stellen, wie bei Gültz, der Torf, der keine Conchylien mehr enthält und deshalb eine weitere Verfolgung der höheren Zonen unmöglich macht. Wo das aber nicht der Fall ist, wie an manchen Stellen der Pyritzer Gegend und bei dem Kalklager von Bonin, da setzt noch einmal eine ganz auffällige und unvermittelte Änderung der Fauna ein. Es treten in ungemeiner Fülle die noch heute so gemeinen Arten *Planorbis corneus*, *Paludina fasciata* und *Paludina vivipara* auf. Dazu erscheint die ja schon vorher vorhandene *Limnaea stagnalis* in auffällender Menge und außergewöhnlich großen Formen. In welche Zeit diese Faunenänderung fällt, ließ sich in Hinterpommern nicht mit voller Sicherheit und Schärfe festlegen. Beobachtungen am Kaiser-Wilhelm-Kanal bei Kiel haben es sehr wahrscheinlich gemacht, daß der Zeitpunkt jedenfalls mit der Höhe der Litorinasenkung zusammenfällt oder etwas später liegt. Es wäre wohl sehr wahrscheinlich, daß die Einwanderung dieser noch südlicheren Formen wie der großen Planorben und der Paludinen mit dem Auftreten atlantischen Klimas zusammenfällt, das durch das Hereinströmen des Litorinameeres bis in die östlichste Ostsee auch im nördlichen Deutschland und in Hinterpommern hervorgerufen wurde.

Diese zweite Zone der gemäßigten Fauna habe ich die Zone des *Planorbis corneus* und der *Paludina vivipara* genannt. Gleichaltrige Landfaunen habe ich am Plönesee im Kreise Pyritz gesammelt, doch harren sie noch der genauen Durcharbeitung.

Diese Zone würde botanisch in der Hauptsache mit der Buchenperiode zusammenfallen.

In den nördlichen Ostseeländern sind in der Folgezeit noch mehrere kleinere klimatische Schwankungen festgestellt worden, die sich in Hinterpommern bisher nirgends nachweisen ließen. Eine weitere, deutlich erkennbare Änderung in der Fauna der Binnenconchylien tritt erst in Verbindung mit menschlicher Tätigkeit auf. Es ist das die Ansiedelung der *Helix pomatia*, die sich heute in Hinterpommern durchweg auf ehemaligen Mönchssiedelungen und Herrensitzen findet, während sie zur Wendenzeit oder früher in Gräbern, auf Wohnplätzen, Burgstellen, die ich zahlreich danach durchsucht habe, nirgends gefunden ist. Ihre Einführung ist um das Jahr 1200 zu setzen.

Eine andere charakteristische Einwanderin ist die *Dreissena polymorpha*, die indessen nur an der Oder, dem Haff und den in dasselbe einmündenden Flüssen vorkommt. In den meisten Seen Hinterpommerns und den hinterpommerschen Küstenflüssen fehlt sie zurzeit noch¹⁾.

Die Untersuchungen über die Entwicklung der Postglazialzeit in Hinterpommern zeigen meines Erachtens deutlich, daß diese Fossilklasse sich für die Gliederung unserer jüngsten Bildungen ausgezeichnet eignet und ihre Erforschung zu praktischen Resultaten führt. Ihre Brauchbarkeit steigert sich noch, wenn man sie in Zusammenhang mit den menschlichen Kulturstufen betrachtet, auf die ich hier indessen nicht eingegangen bin.

Die beiden Haupteigenschaften der Binnenconchylien, einmal in fast allen nicht rein glazialen Ablagerungen meist ziemlich häufig vorhanden zu sein und zum andern auf Einflüsse klimatischer Art (im weitesten Sinne) außerordentlich leicht zu reagieren, wird sie weiterhin noch hervorragend befähigen, in dem zurzeit herrschenden Kampf um die Inter-glaziale entscheidend einzugreifen.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren WAHNSCHAFTE, DEECKE, TORNQUIST, GAGEL.

Herr A. TORNQUIST bemerkt zu den Ausführungen des Herrn MENZEL, daß die sogenannte Diluvialkohle von Purmallen bei Memel nach den Untersuchungen des Herrn PREUSS auch eine typische Dryasflora beherbergt. Dieser Horizont ist hier wegen der Unterlagerung von sehr mächtigem und der Überlagerung von sehr wenig mächtigem Geschiebemergel sicher als eine Eisrandbildung während der allerletzten Phase des Norddeutschland endgültig verlassenden Inlandeises aufzufassen. Es unterliegt nun keinem Zweifel, daß die Diluvialkohle von Purmallen ganz erheblich jünger sein muß als die Holsteiner Dryasflora, da der Rückgang des Inlandeises zur Zeit ihrer Bildung schon sehr viel vorgeschrittener war.

Die Dryasflora gehört deshalb keinem bestimmten Zeitabschnitte an, sondern ist eine Florenfazies, welche sich am jeweiligen Eisrand befand.

Herr GAGEL bemerkte in der Diskussion folgendes:

Die als möglich angenommene Parallelisierung des Purmallener Diluvialtorfes mit den Interglazialtörfen Schleswig-

¹⁾ Kürzlich ist mir ihr Vorkommen im Leba-See durch Herrn KUNISCH bekannt geworden.

Holsteins ist m. E. aus dem Grunde völlig ausgeschlossen, weil die von mir als Interglazial angesehenen Torfe am Kaiser-Wilhelm-Kanal eine Flora führen, die nach unseren sonstigen Erfahrungen unmöglich in der Nähe des Inlandeises gelebt haben kann (*Brasenia purpurea*, *Carpinus betulus*, *Juglans regia*), weil diese Flora im stratigraphischen Verband mit sehr ausgeprägten und mächtigen Verwitterungszonen steht, die uns aus Ostpreußen noch nicht (jedenfalls nicht so mächtig und nicht so hoch im Diluvialprofil) bekannt sind, und weil über diesen Torfen mit sehr gemäßigter Flora und über dieser Verwitterungszone in Schleswig-Holstein ein bis über 25 m mächtiger typischer Geschiebemergel folgt, der in den allerobersten Lagen mit den Dryastonen (mit ausgesprochen arktischer Flora) wechsellagert. — Diese Flora der Dryastone ist diejenige, die am Eisande lebte, sich bei kurzen Oszillationen und Interstadien ansiedelte und eventuell wieder vom Eise überwältigt und mit Grundmoräne überdeckt wurde — nicht die wärmeliebende Flora der von mir für Interglazial angesehenen Torfe.

Da die Dryastone bei Kiel auch noch z. T. von bis 1 $\frac{1}{2}$ m mächtiger Grundmoräne überlagert werden, ist nicht einzusehen, weshalb sie nicht auch ein „zeitliches Äquivalent“ des Purmallener Torfes sein sollen, wenn dieser denselben Florencharakter hat wie jene.

Herr GAGEL legte einige Lumièrephotographien von Gesteinsdünnschliffen von Madeira vor, die das sich bei gekreuzten Nikols ergebende Bild in ausgezeichnete Naturtreue der Farben darstellen.

Herr R. LACHMANN sprach sodann über einen vollkommen plastisch deformierten Steinsalzkrystall aus Boryslaw in Galizien. (Mit 4 Textfiguren.)

Der in Figur 1 und 2 dargestellte merkwürdige Steinsalzkrystall stammt aus der Sammlung des Herrn Bergrat BARTONEC in Freiheitswaldau bei Troppau und wurde in den östlichen jetzt nicht mehr in Abbau befindlichen Wachsgängen des Boryslawer Reviere allseitig in Ozokerit eingeschlossen vorgefunden. Über die Art des Zusammenvorkommens vor Eintritt der Deformation siehe Figur 3 nach BARTONEC.

Die Boryslawer Wachsgänge (Profil Figur 4) sind Zerrüttungszonen, welche wahrscheinlich zur Zeit der Bildung der äußeren Karpathenüberschiebungen, d. h. gegen Ausgang

des Miocäns unter starkem horizontalen Gebirgsdruck auf-
rissen und etwa gleichzeitig mit Petroleum imprägniert sind,
aus welchem sich das Erdwachs gebildet hat. Der Gebirgs-
druck, welcher in diesem Gebiete ganze Schächte schrauben-
förmig um seine Achse gedreht und bis zehn Meter aus dem
Lote gebracht hat, der Eisenrohre und die stärksten
Zimmerungen wie Strohhalme zerknickt, dürfte auch heute
noch nicht zur Ruhe gelangt sein.

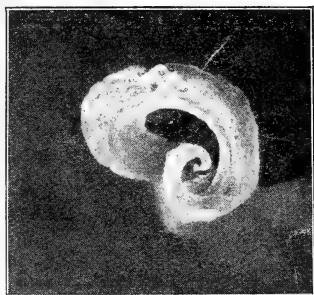


Fig. 1.

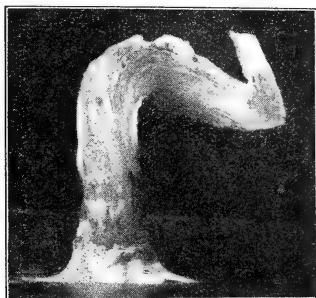


Fig. 2.

Plastisch deformierter Steinsalzkrystall.

Das Steinsalzgebilde ist 59 mm hoch und von der Spitze
bis zur Basis 171 mm lang. Er ist von hellklingender, über-
aus fester Beschaffenheit und besitzt eine trübe, durch-
scheinende Färbung, die an manche Sorten von Milchglas
oder noch besser an die alten erblindeten Glasgefäße aus der
Römerzeit erinnert. Die Trübung muß hauptsächlich durch
Anätzung in feuchter Luft und durch Einschlüsse von Wach-
flocken erklärt werden.

Es hat als Ganzes die Form eines in einer Raumspirale
gewundenen Kegels, welcher von der Basis bis zur nadelförmig
fein auslaufenden Spitze eine gleichmäßige Verjüngung aufweist.

Man kann drei Hauptteile unterscheiden: eine basale
Krystallgruppe, eine weit und in einer Ebene gebogene
Mittelpartie und endlich die scharf und ebenfalls in einer
Fläche gewundene Spitzenschleife.

Wie die Untersuchung einer ad hoc hergestellten Bruch-
fläche gezeigt hat, schließen sich die auf den Abbildungen
deutlich erkennbaren Rillen und Grate an der Oberfläche des
deformierten Krystalls an in der Längsrichtung verzerrte
Würfelbruchstücke an, in welche der ursprüngliche Krystall



Fig. 3.
Steinsalz in einem Erdwachsgange nach BARTONEC.

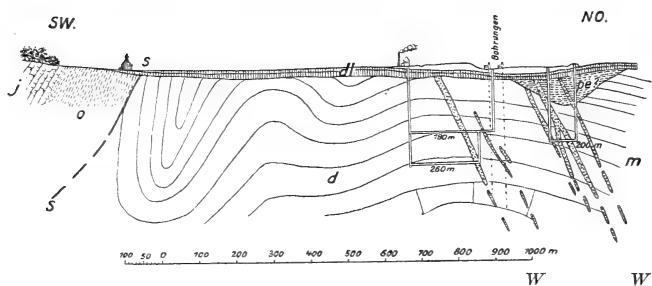


Fig. 4.
dl Diluvium, pe Pliocäne (?) Auswaschung (sytica), m Miocäner Salzton,
d Dobrotower Sandstein (Oberoligocän), o Oligocäner Menilitischeifer,
j Jamnasandstein (Eocän), W Wachsgänge, S Überschiebung.

unter Wahrung des äußeren Zusammenhangs zerpreßt worden ist.

Die Argumente dafür, daß die Deformation durch ein Herauspressen des Ausgangskrystalls aus einer sich erweiternden, mit Ozokerit gefütterten Düse vor sich gegangen ist, sind die folgenden:

1. Das Auftreten von längsgezogenen Schnüren von Erdwachs im Innern.
2. Das Entlanglaufen der äußeren Skulpturen an der Oberfläche.
3. Die Achsendrehung des Salzstranges in der Richtung des engeren Querschnittes.
4. Die Biegung der Hauptkrümmungsebene, entgegengesetzt dem drallartigen Spiralverlauf der Hauptfurchen.
5. Die Gesetzmäßigkeit im Dickenzuwachs, welcher nur von den Verhältnissen der Oberflächenreibung abhängig ist.
6. Die Zusammengehörigkeit der Spaltflächen auf dem Bruch mit den Striemen an der Oberfläche.
7. Das Zurücktreten der Bruchfestigkeit in der Längsrichtung.

(Eine ausführliche Beschreibung des Vorkommens erfolgt in der Zeitschrift für Krystallographie etc.).

Die Ausbildung einer so vollkommenen natürlich-plastischen Deformation, welche im vorliegenden Falle über die experimentellen Deformationen von RINNE¹⁾ noch weit an Anschaulichkeit hinausgeht, ist nur dadurch zu erklären, daß der beschriebene Steinsalzkristall unter abnormen Verhältnissen des Gebirgsdrucks und bei vollständigem Wasserabschluß sich plastisch umformen konnte.

Man muß aus einem derartigen Funde schließen, daß sich in unsern norddeutschen Kalisalzlagern ein unentwirrbares Gefilz von Steinsalzfasern vorfinden müßte, wenn — wie die tektonische Auffassung will — die Plastizität des Materials zur Erklärung der beobachteten Deformationen herangezogen werden könnte. In der Tat aber ist es nicht die Plastizität, sondern die Rekristallisation, welche die Bewegungsvorgänge bei den Deformationen der großen Steinsalzlager beherrscht, wie an anderer Stelle nachgewiesen worden ist²⁾.

¹⁾ Plastische Umformung von Steinsalz und Sylvin unter allseitigem Druck. N. Jahrb. Min. 1903, I, S. 160 ff.

²⁾ LACHMANN: Studien über den Bau von Salzmassen, dritte Folge. Kali 1912. — Beiträge zur Plastizitätsfrage. Zentralbl. f. Min. usw. 1912, Nr. 24.

In der Diskussion spricht Herr MILCH.

Herr MILCH betont gegenüber der vom Vortragenden geäußerten Ansicht, die natürlichen Verhältnisse ließen die Plastizität des Steinsalzes nur ausnahmsweise zur Geltung kommen, daß der Vortragende die für die Plastizität des Steinsalzes wichtigsten Faktoren, Erhöhung der Temperatur und Dauer der Belastung, völlig außer Acht gelassen habe. Im Greifswalder Institut angestellte, aber noch nicht veröffentlichte Versuche haben ergeben, daß Stäbchen von mehreren qmm Querschnitt sich schon bei Temperaturen von 50° durch annähernde Bruchbelastung in kurzer Zeit merklich, bei 120° schnell und stark biegen lassen, und daß bei mehrwöchentlicher Belastung sich derartige Stäbchen sogar bei Zimmertemperatur gebogen haben. Im übrigen verweist er auf die Ausstellung der gebogenen Stäbchen und fordert zur Besichtigung des in Tätigkeit befindlichen Biegungsapparates auf.

Um 1 Uhr wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

JAEKEL. KALKOWSKY. KRENCKEL. WILCKENS. WEPFER.

Besuch des geographischen Institutes der Universität.

Am Nachmittag des ersten Versammlungstages stattete eine Anzahl Besucher der Jahresversammlung dem Geographischen Institut einen Besuch ab, um eine Anzahl dort ausgestellter Originalkarten und Diagramme zur pommerschen Landeskunde zu besichtigen. Es handelte sich 1. um eine große Karte der pommerschen Moore in 1 : 200 000, sowie um zahlreiche Einzelkarten und Profile typischer pommerscher Mooregebiete, welche Herr cand. geogr. O. DREYER für eine große Arbeit über die pommerschen Moore angefertigt hatte; 2. um Kartenskizzen, Dünen und Strandwallprofile aus dem Gebiet des Darß, welche Herr cand. geogr. OTTO aufgenommen hatte; 3. um lehrreiche Diagramme über Abfluß- und Niederschlagsverhältnisse Vorpommerns zu einer Arbeit des cand. geogr. E. LEVIN; und schließlich 4. um eine Bevölkerungsdichtekarte von Alt-Vorpommern in 1 : 200 000, welche einer ausführlichen siedlungs- und wirtschaftsgeographischen Arbeit über dieses Gebiet von cand. geogr. STOLT beigegeben werden wird.

Protokoll der geschäftlichen Sitzung
vom 9. August 1912.

Beginn 9¼ Uhr vorm.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFTE.

Herr WAHNSCHAFTE eröffnet die Sitzung und legt die Einladung von Herrn DEECKE zur nächsten Tagung in Freiburg i. Br. vor. Herr DEECKE gibt einige Erläuterungen zu seiner Einladung; der Antrag, Freiburg zum nächsten Tagungsort zu wählen, wird einstimmig angenommen.

Von der Einladung Herrn STILLES, 1914 in Hannover zu tagen, wird Kenntnis genommen.

Herr WAHNSCHAFTE legt eine Denkschrift über den naturwissenschaftlichen Unterricht an höheren Schulen vor. Daran knüpft sich eine längere Diskussion über die Notwendigkeit des geologischen Unterrichts an höheren Schulen; daran beteiligen sich die Herren JAEKEL, FRECH, WAHNSCHAFTE, POMPECKJ, RAUFF, AX. SCHMIDT, ATHENSTÄDT; Herr MILCH befürwortet eine Trennung der Geologie von der Mineralogie im Staatsexamen und die Vereinigung der letzteren mit der Chemie.

Herr JAEKEL wird beauftragt, eine der Ansicht der Gesellschaft entsprechende Resolution über die Frage auszuarbeiten.

Herr WAHNSCHAFTE teilt mit, daß Kassenrevisionen am 14. Mai und 23. Juli stattgefunden haben, deren Protokolle vorgelegt werden; ebenso sei eine Bibliotheksrevision vorgenommen worden. Für die stets anwachsende Bibliothek sei eine Neuanschaffung von Schränken dringend erforderlich.

Herr WAHNSCHAFTE gibt darauf eine Übersicht über den Mitgliederstand:

Seit der letzten Hauptversammlung am 10., 11. und 12. August 1911 zu Darmstadt hat die Gesellschaft die nachfolgenden Mitglieder durch den Tod verloren:

Mitglied seit

Dr. P. GROSSER, Genienau, Mehlem a. Rh.,	1892,
Staatsgeologe Dr. EUG. HUSSAK, São Paulo, Brasilien,	1891,
Professor Dr. CONSTANTIN MITZOPULOS, Athen,	1883,
Professor RICHTER, Quedlinburg,	1898,
Geh. Bergrat SCHREIBER, Schlachtensee b. Berlin,	1910,
Professor GIORGIO SPEZIA, Turin,	1872,
Geheimer Rat Prof. Dr. ZIRKEL, Bonn,	1865.

Am Schlusse des Jahres 1911 betrug die Mitgliederzahl 671, wuchs also gegen das Vorjahr (661) nur um 10 Mitglieder. Da die Zahl der Neuaufnahmen im Laufe des Jahres 1911 37 betrug, so verlor die Gesellschaft innerhalb dieses Jahres durch Tod, freiwilligen Austritt und Löschung 27 Mitglieder. Im Laufe dieses Jahres, bis zu den Aufnahmen in der Juli-Sitzung, sind 22 neue Mitglieder hinzugekommen, so daß also, zuzüglich der 9 neuen Anmeldungen auf der diesjährigen Hauptversammlung die Gesellschaft ein weiteres Wachstum um 31 Mitglieder zu verzeichnen haben würde.

Zu Rechnungsrevisoren werden gewählt die Herren KRAENCKER und KRENKEL.

Herr BÄRTLING berichtet über den Stand der Redaktionsangelegenheiten.

Seit der letzten Hauptversammlung im Jahre 1911 ist von der Zeitschrift unserer Gesellschaft erschienen das 3. und 4. Heft der Abhandlungen des Bandes 63, sowie die Monatsberichte 6—12, Band 63. Vom Band 64, Jahrgang 1912, sind erschienen die Hefte 1 und 2 der Abhandlungen, die als Doppelheft herausgegeben wurden, und die Monatsberichte 1—6. Monatsbericht 7 wird in kurzer Zeit versandfertig sein. Da diesem aber eine Tafel beigegeben werden muß, die zu dem Nekrolog FERDINAND ZIRKEL gehört, so werden wir hier mit einer kleinen Verspätung in der Versendung rechnen können, da ja auch bei Eintritt der Universitätsferien erfahrungsgemäß eine Verzögerung im Wiedereingang der Korrekturen stets eintreten pflegt. Das Heft 3 der Abhandlungen des laufenden Jahrgangs ist ebenfalls bereits fertig gestellt. Mit der Versendung wird voraussichtlich noch in dieser Woche begonnen werden können. Ein fertiges Exemplar dieses Heftes wird bereits vorgelegt.

Auch hinsichtlich der Berichte über die Fortschritte der Geologie, die die Gesellschaft gemeinsam mit der Geologischen Vereinigung herausgibt, ist zu bemerken, daß keinerlei Rückstände vorliegen. Es ist bereits die Hälfte des Jahrgangs erschienen und versandt.

Mit Beginn des laufenden Jahrgangs ist nun die Zeitschrift an einen anderen Kommissionsverlag übergegangen. Es war gelegentlich angeregt worden, die Zeitschrift im Selbstverlag der Gesellschaft herauszugeben. Dieses erschien jedoch dem Vorstand nicht als zweckmässig, da der Selbstverlag der Gesellschaft immer einige Nachteile bringt, und der Absatz im Buchhandel dann immer Schwierigkeiten begegnet. Die Anregung, den Verlag unserer Zeitschrift zu wechseln, ging von

der Verlagsbuchhandlung FERDINAND ENKE in Stuttgart aus, mit der, wie bereits im vorigen Jahre berichtet wurde, Verhandlungen wegen anderweitiger Verpachtung der Inserate für den Umschlag der Abhandlungen schwebten. Die Verlagsbuchhandlung von FERDINAND ENKE trat damals zunächst an die Cottasche Buchhandlung heran und stellte dort fest, daß diese nicht abgeneigt war, ihr den Verlag der Zeitschrift abzutreten, und legte dann mit entsprechenden Vorschlägen an den Vorstand vor. Nach Prüfung der Sachlage gab der Vorstand einstimmig seine Zustimmung zu dem Verlagswechsel, da man ein Steigen des Absatzes im Buchhandel vielleicht dadurch erwarten durfte, daß die Zeitschrift in die Hände eines größeren Verlages kam, aus dem hauptsächlich naturwissenschaftliche und geologische Werke hervorgegangen sind.

Hinsichtlich der Druckkosten unserer Zeitschrift ist nach Ablauf des letzten Jahres eine nicht unwesentliche Erhöhung eingetreten. Nach dem Vertrage, der zwischen der Gesellschaft und unserer Druckerei besteht, mußte eine der Erhöhung des Buchdruckertarifs entsprechende Steigerung der vereinbarten Sätze eintreten. — Demgegenüber gelang es aber, eine erhebliche Verbilligung der Illustrationen zu erreichen. Die von dem Beiratsmitgliede Herrn JAEKEL gegebene Anregung, eine weitere Verbilligung zu versuchen, dürfte demnach wohl keinerlei Aussicht auf Erfolg haben, da die erreichte Verbilligung bereits ca. 30% beträgt. Eine solche wurde erreicht durch langjährige Verhandlungen mit einer größeren Kunstanstalt, die nunmehr zum Abschluß gekommen sind. Hinsichtlich der teureren Illustrationen sei bemerkt, daß die teuren Lichtdrucktafeln nur ausnahmsweise beigelegt werden, wenn es sich um Objekte handelt, die durch ein anderes Verfahren nicht in entsprechender Weise dargestellt werden können, so z. B. bei Wiedergabe von Mikrophotographien und feineren paläontologischen Objekten; dagegen kann eine Anwendung dieses Verfahrens bei Landschaftsbildern dem Stande unserer Gesellschaftsfinanzen entsprechend nicht gewährt werden.

Die durch die Verbilligung erzielten Ersparnisse sind zur Verbesserung der Ausstattung der Zeitschrift verwendet. So ist beispielsweise bei dem jetzt erscheinenden Heft 3 eine Buntlichtdrucktafel beigegeben, die nach 4 Lumière-Photographien hergestellt ist. Es ist dies der erste Versuch, der überhaupt mit einem derartigen Verfahren gemacht wurde und der, wie die vorgelegte Tafel zeigt, zur vollen Zufriedenheit ausgefallen

ist. Die Reproduktion hat durch ein Buntlichtdruckverfahren stattgefunden. Dieses Verfahren hat jedoch gegen den sonst angewandten Dreifarbindruck so bedeutende Vorteile, daß der zur vollen Zufriedenheit ausgefallene Versuch gerechtfertigt ist.

Sodann hat man geglaubt, daß durch Verkürzung der einzelnen Mitteilungen in den Monatsberichten ein schnelleres Erscheinen dieser Berichte ermöglicht würde. Ein derartiges Verfahren würde keineswegs zu einer Beschleunigung im Erscheinen führen. Eine weitere Beschleunigung im Erscheinen der Monatsberichte wird überhaupt nur unter erheblichen Opfern möglich sein. Nach den Satzungen unserer Gesellschaft wird das Protokoll einer Sitzung erst in der nächsten Sitzung, also nach 4—5 Wochen genehmigt. Erst nach diesem Zeitpunkt kann also der Monatsbericht zum Umbrechen gegeben werden. Es folgt dann die Herstellung und Versendung der zweiten Korrektur, bis zu deren Wiedereingang im günstigsten Falle 14 Tage vergehen, so daß ein Monatsbericht 6—7 Wochen nach der Sitzung zum Aufagedruck gegeben werden kann und also, wenn keinerlei Verzögerungen eintreten, 8—9 Wochen nach der betreffenden Sitzung in den Händen der Mitglieder ist. Hierfür ist Voraussetzung, daß sowohl die Manuskripte rechtzeitig eingehen, wie auch die Korrekturen nicht bei irgendeinem der Autoren liegen bleiben, wie das leider sehr häufig der Fall ist. Es ist zwar anzuerkennen, daß im allgemeinen Verzögerungen in der Erledigung der Korrekturen wenig vorkommen. Bei einem Monatsbericht, an dem vielleicht 10 bis 12 Autoren beteiligt sind, genügt es aber auch schon, um eine erhebliche Verzögerung hervorzurufen, wenn einer dieser Herren die Korrekturen um 8 Tage aufhält.

Durch einer Verkürzung der Monatsberichte wird für eine Beschleunigung in Versand nicht das geringste erreicht werden können, da längere „Briefliche Mitteilungen“ erst dann eingeschoben werden, wenn die erste Korrektur erledigt ist. Bei dem heutigen Maschinendruck ist es vollkommen gleichgültig, ob ein Monatsbericht 2 oder 4 Bogen stark ist. Eine Kürzung der Monatsberichte über das Maß hinaus, das bereits im laufenden Jahrgang von der Redaktion angestrebt wurde, ist deswegen nicht möglich, weil ein überaus reichliches Material vorliegt, und eine Zurückstellung dieses Materials, das nicht alles abgelehnt werden kann, lediglich ein Aufsammeln von Resten veranlaßt, aber keineswegs zur Verminderung des Materials beiträgt. Die weitere unausbleibliche Folge davon würde weiter sein, daß Autoren, auf deren

Aufsätze wir besonderen Wert legen müssen, sich immer mehr von unserer Zeitschrift zurückziehen würden.

Bei der Diskussion über die Möglichkeit einer Verbilligung der Reproduktionen beklagt Herr BÄRTLING den Übelstand, daß bei Arbeiten mit bunten Karten die Autoren zu einem finanziellen Beitrag herangezogen werden müßten. Herr RAUFF gibt der Auffassung Ausdruck, daß jüngere Herren, die sich gerne gedruckt sehen, für etwaige Bunttafeln selbst zahlen sollten, während man dies älteren verdienten Mitarbeitern nicht zumuten könne. Beide Redner bezeichnen aber die Beigabe geologischer Karten in Buntdruck als unbedingt notwendig für gewisse Zwecke.

Herr JAEKEL hält es für wünschenswert, bei der Drucklegung der Monatsberichte die Verlesung des Protokolls der vorhergehenden Sitzung nicht abzuwarten, die Monatsberichte weniger voluminös zu gestalten und eine rasche Publikation dadurch zu ermöglichen.

Es sprechen hierzu die Herren BÄRTLING, RAUFF, v. HUENE.

Es wird vorgelegt ein Antrag der internationalen Bau-fach-Ausstellung, die Geologische Gesellschaft möge 1913 in Leipzig, anläßlich der Ausstellung in Leipzig, tagen. Der Antrag wird abgelehnt.

Es wird vorgelegt der Antrag von Herrn OEBBECKE, die Deutsche Geologische Gesellschaft möge dem Deutschen Museum in München als korporatives Mitglied beitreten. Der Antrag wird vorläufig zurückgestellt.

Herr JAEKEL teilt mit, daß die Paläontologische Gesellschaft unter dem gestrigen Datum (8. VIII. 1912) mit 145 Mitgliedern gegründet sei.

Herr WAHNSCHAFTE begründet den Antrag, den Mitgliedsbeitrag von 20 M. auf 25 M. zu erhöhen.

Herr FRECH unterstützt den Antrag, befürwortet aber dringend eine Beschränkung des Stoffes der Zeitschrift auf Geologie, Paläontologie und Petrographie; rein geographisch-morphologische Abhandlungen sollen keine Aufnahme finden, dagegen ist auch nach der Gründung einer paläontologischen Gesellschaft auf die Fortdauer der Aufnahmen paläontologischer Abhandlungen in unserer Zeitschrift Wert zu legen.

Herr RAUFF spricht sich in demselben Sinne aus.

Herr JAEKEL rät von einer Erhöhung des Beitrags ab, da ein Abbröckeln von Mitgliedern und geringerer Eintritt neuer Mitglieder zu befürchten sei und schlägt eine einmalige Umlage von 5 M. vor.

Es sprechen zum Antrag die Herren RAUFF, DEECKE, BÄRTLING.

Herr KALKOWSKY wendet sich gegen Anfertigung kostspieliger Buntdrucktafeln.

Herr POMPECKJ wünscht Änderung des Formats der Zeitschrift; dazu sprechen die Herren WAHNSCHAFTE und BÄRTLING; Herr BÄRTLING führt aus, daß mit der Vergrößerung des Formats auch erheblich größere Druckkosten verknüpft seien.

Der Antrag auf Erhöhung des Mitgliedsbeitrages wird hierauf mit großer Mehrheit angenommen.

Herr WAHNSCHAFTE macht Mitteilung über die Herm. Credner-Stiftung, die zurzeit 21 000 M. beträgt.

Herr JAEKEL dankt im Namen der Gesellschaft Herrn WAHNSCHAFTE für seine große Mühewaltung bei der Schaffung der Herm. Credner-Stiftung.

Die Rechnungsrevisoren Herren KRAENCKER und KRENKEL erstatten Bericht über die von ihnen vorgenommene Rechnungsprüfung; auf ihren Antrag wird dem Schatzmeister von der Versammlung Entlastung erteilt.

Schluß der Sitzung 11 $\frac{1}{4}$ Uhr.

WAHNSCHAFTE. BÄRTLING. KRENKEL. WILCKENS. WEPFER.

Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung vom 9. August 1912.

Beginn 11 $\frac{1}{4}$ Uhr.

Vorsitzender Herr JAEKEL.

Herr JAEKEL eröffnet die Sitzung und stellt nachträglich den Antrag OEBBECKE zur Diskussion, die Deutsche Geologische Gesellschaft möge dem Deutschen Museum München als korporatives Mitglied beitreten.

In der Diskussion sprechen die Herren HERM. FISCHER, DEECKE, WAHNSCHAFTE, BORNHARDT, POMPECKJ, TORNQUIST und FREYSTEDT.

Herr FREYSTEDT unterstützt den Antrag aufs wärmste mit der Begründung, daß die Geologie für die Technik, insbesondere für den Bauingenieur, eine wichtige Hilfswissen-

schaft sei, ohne deren genügende Kenntnis beim Entwerfen und bei der Bauausführung leicht Fehler gemacht würden, die oft nur unter Aufwendung beträchtlicher Kosten wieder gut gemacht werden könnten. Es sei ein Übelstand, daß sehr viele Bauleute zu wenig praktische geologische Kenntnisse besäßen, obwohl ihnen auf den technischen Hochschulen die Möglichkeit, sie zu erwerben, in reichlichem Maße geboten würde. So wichtig die Geologie für die Bauleute sei, so wichtig sei aber auch für die Geologen die Arbeit der Bauleute im Felde, denn diese schafften den Geologen die schönsten Aufschlüsse und die besten Gelegenheiten zum Sammeln. Beide Wissenschaften seien demnach aufeinander angewiesen und müßten sich unterstützen. Die Deutsche Geologische Gesellschaft sei in erster Linie berufen, hier fördernd einzugreifen, und es sei eine wichtige Aufgabe für sie, für die Verbreitung praktischer geologischer Kenntnisse bei den Bauleuten zu sorgen und eine engere Fühlung mit ihnen herbeizuführen. Eine günstige Gelegenheit hierzu biete der Beitritt zum Deutschen Museum, in dem eine Vereinigung von Technik und wissenschaftlicher Forschung angestrebt werde. Es sei geradezu die Pflicht der Deutschen Geologischen Gesellschaft, das Deutsche Museum zu fördern durch den Beitritt.

Der Antrag OEBBECKE wird angenommen.

Hierauf spricht Herr FRECH über den Gebirgsbau des Taurus.

Herr JAEKEL dankt für den Vortrag und schlägt Herrn FRECH als Vorsitzenden für die Sitzung am Sonnabend vor. Der Vorschlag wird angenommen.

Herr CARL RENZ sprach über den Gebirgsbau Griechenlands.

Die Anschauungen über das Alter und die Gliederung der vorneogenen griechischen Sedimentformationen, sowie im Zusammenhang hiermit über den Gebirgsbau von Hellas im allgemeinen waren im Laufe der Zeit bedeutenden Wandlungen unterworfen, während sich im Neogen seit den Arbeiten von Th. FUCHS, M. NEUMAYR, A. PHILIPPSON im Verein mit PAUL OPPENHEIM und anderen nur wenig mehr geändert hat.

Die Untersuchungen des Vortragenden erstrecken sich in erster Linie auf das griechische Mesozoicum und Paläozoicum.

Die ersten Versuche einer geologischen Aufnahme von Hellas reichen auf die dreißiger Jahre des vorigen Jahrhunderts zurück und besitzen heute fast nurmehr historisches Interesse.

Den eigentlichen Anfang einer systematisch durchgeführten Erforschung des Landes machten M. NEUMAYR, A. BITTNER und F. TELLER in Mittelgriechenland. Diese Forscher teilten die dortigen mesozoischen Gebirgsglieder, die sie sämtlich für cretacisch hielten, in einen oberen und einen unteren Kalk mit einer dazwischen liegenden Schiefer-Sandsteinformation, dem Macigno oder Flysch, die ihrerseits noch einen mittleren Kalk einschließen kann.

Die normalen Kreideablagerungen sollten nach NEUMAYR im östlichen Hellas durch Dynamometamorphose allmählich in die dortigen krystallinen Gesteine übergehen, eine Frage, die dann R. LEPSIUS zu einer genauen Kartierung von Attika veranlaßte. Auch LEPSIUS hielt die Gesamtmasse der vor-tertiären normalen Ablagerungen Attikas für Kreide, während er die krystallinen Bildungen teils für cretacisch, teils für archaisch erklärte.

Nach einem längeren Stillstand in der geologischen Erforschung des Landes bereiste A. PHILIPPSON das ganze Hellas.

Da die Untersuchung der österreichischen Mission, abgesehen davon, daß mit der stratigraphischen Gliederung NEUMAYRS nichts anzufangen ist, auch in räumlicher Beziehung Stückwerk blieb, kann wohl PHILIPPSON als der eigentliche Begründer der griechischen Stratigraphie gelten. Daß bei der Größe seiner Leistung auch mancherlei Berichtigungen erforderlich wurden, ist nur zu begreiflich und tut der Bedeutung seines Werkes keinerlei Eintrag.

PHILIPPSON hielt sich nach seinen ersten Reisen im Peloponnes und in Mittelgriechenland zunächst noch an die NEUMAYERSche Einteilung, er rückte die ganze Schichtenfolge nur höher, größtenteils ins Eocän hinauf. Nach der Durchforschung von Nordgriechenland und Epirus modifizierte er seine Ansicht jedoch dahin, daß er den Flysch zu oberst stellte und hierunter dann der Nummulitenkalk, der Rudistenkalk und die tiefere Schiefer-Hornsteingruppe rangiert.

In einem darunter liegenden Kalk hat er gemeinsam mit G. STEINMANN mittleren Lias festgestellt. Diese Gliederung ist im wesentlichen das Grundgerüst der ionischen Schichtenfolge und entspricht auch in großen Zügen der Einteilung, die J. PARTSCH für Korfu aufstellte.

Spätere Autoren haben dann da und dort auf der südlichen Balkanhalbinsel noch vereinzelte ältere mesozoische und auch paläozoische Ablagerungen angetroffen, so L. CAYEUX auf Kreta und J. DEPRAT auf Euboea und der magnesischen Halbinsel.

Der Vortragende führte seit 1903 die Untersuchungen von PARTSCH und PHILIPPSON weiter und hat vor allem die große regionale Verbreitung des älteren Mesozoicums und Palaeozoicums an Stelle von Kreide und Eocän nachgewiesen. Die subtilere Gliederung der einzelnen Formationen konnte an einer Reihe gut aufgeschlossener Profile auf paläontologischer Grundlage durchgeführt werden.

So gelang es allmählich der gemeinsamen Anstrengung Vieler, die schwierige Stratigraphie zu meistern. Heute kann man wohl sagen ist die griechische Stratigraphie in ihren Fundamentalzügen derart gefestigt, daß keine Überraschungen mehr zu gewärtigen sind. Es ist lediglich noch ein weiterer Ausbau der Zonengliederung erforderlich.

Während man sonach früher, abgesehen vom Neogen, den ganzen Hauptstamm der südosteuropäischen Halbinsel als Fortsetzung des Karstes bis hinunter zum Peloponnes für ein einheitlich gebautes Kreidegebirge gehalten hat, ist es nunmehr gelungen, auch die hellenischen Sedimentbildungen in eine ganze Reihe von Formationen aufzulösen. Sämtliche Formationen vom Devon bis hinauf zum Pliocän sind jetzt aus Hellas bekannt.

Es ist dieselbe Erfahrung, die man auch sonst in den mediterranen Gebirgen gemacht hat, ein Irrtum, der in Hellas leicht erklärlich ist, denn die mannigfache Ausbildung der verschiedenen Gebirgszonen enthüllt sich erst bei sorgfältigen Einzelaufnahmen und tritt in den Verschiedenheiten der äußeren Landschaftsformen wenig zutage. Hier zeigt ein paläozoischer, alt- oder jungmesozoischer Kalk in gleicher Höhe stets die gleichen Oberflächenformen und ebenso sehen sich die in verschiedenen Formationen wiederkehrenden Schiefer- und Kieselgesteine äußerlich oft zum Verwechseln ähnlich.

Das tektonische Bild ändert sich naturgemäß mit der Stratigraphie.

Die Grundzüge der Tektonik sind zwar von NEUMAYR, PHILIPPSON und DEPRAT gezeichnet worden; die dem Lande gestaltgebende mitteltertiäre Gebirgsbildung und Faltung und die nachfolgende bis zur Jetztzeit dauernde Bruchperiode bleiben die wichtigsten tektonischen Momente.

Nachdem der Vortragende jedoch neuerdings Jura und Trias in rein alpinen Entwicklung überall in weiter Verbreitung und jüngeres Palaeozoicum an zahlreichen Punkten des ägäischen Küstengebietes mit Sicherheit nachgewiesen hatte, bot demgemäß auch der Gebirgsbau von Hellas überall weitere neue Probleme. Bilden nun die längst bekannten geradlinigen

vertikalen Bruchsysteme in Verbindung mit den vorangegangenen mitteltertiären Falten die einzige Grundlage der Tektonik? Oder löst hier, wie in den Alpen, das Auftreten größerer Überschiebungsdecken mit das Rätsel des tektonischen Aufbaues?

Da schließlich der Deckenbau für die benachbarten jugendlichen Gebirge Geltung besitzt, so wäre es auffallend, wenn nicht auch in den griechischen Gebirgen Decken vorkämen.

Leider ist indessen die geologische Untersuchung der Balkanhalbinsel heute noch nicht so weit vorangeschritten, als daß man in diesen Fragen schon zu definitiven Entscheidungen gelangen könnte, zunächst muß eine vollständige Klärung der Stratigraphie Hand in Hand mit einer genauen Kartierung vorangehen.

Vor allem gibt es keine stratigraphische und tektonische Einteilung, die für die ganze hellenische Halbinsel Geltung besäße, sondern das Land zerfällt in eine Reihe verschiedener Gebirgszonen und Faciesgebiete.

Bis jetzt können in Hellas als höhere Einheiten fünf verschiedene Gebirgszonen auseinandergehalten werden:

1. die Adriatisch-Ionische Zone
2. die Olonos-Pindoszone
3. die Osthellenische Zone
4. die Zentralpeloponnesische Zone
5. die Zentralmassive und untergeordnete kristalline Massen, von mehr oder minder dynamometamorph veränderten Sedimentgürteln umrahmt.

Die westlichste dieser Gebirgszonen, die Adriatisch-Ionische Zone, umfaßt die Ionischen Inseln mit Ausschluß von Kythera, dann Südwest-Albanien, Epirus, wo ihre Gesteine bis zum Westrande des Jannina-Beckens vordringen, ferner das Gebirgsland des westlichen Akarnaniens, den sogenannten Xeromeros, sowie im Peloponnes die Kreide-Eocänkalkgebiete von Pylos. Nach Norden reichen die Gesteine der Ionischen Zone bis zu den Gebirgen von Valona, um hier nach Nordwesten gegen das adriatische Meer auszustreichen; als ihre weitere Fortsetzung taucht auf der anderen Seite der Adria in Italien vermutlich der Monte Gargano wieder hervor. Leider sind die geologischen Verhältnisse des Monte Gargano gegenwärtig noch nicht genügend geklärt; es handelt sich somit zunächst noch um eine Hypothese.

Die ältesten Gebirgsglieder der Adriatisch-Ionischen Zone gehören der Trias an, und zwar der oberen Abteilung dieser Formation, die hier in der Facies mächtiger Kalkmassen ent-

wickelt ist. In der Karnischen Stufe wurden schwarze Carditalkalke nachgewiesen, die aber nach der bisherigen Kenntnis des Vortragenden nicht im Schichtenverbande, sondern nur als Klippen im Neogenland von Korfu und Zante erhalten sind. Recht verbreitet sind dagegen allerorts obertriadische, dem alpinen Hauptdolomit vergleichbare lichte bis graue Dolomite bzw. dolomitische Kalke.

Im Zusammenhang damit stehen die im wesentlichen wohl höher orientierten, in der Obertrias und im Rät herrschenden, lichten, gebankten, meist schon recht kristallinen Kalkmassen mit Gyroporellen und lokal auch mit Korallen, u. a. mit den Zlambacharten *Stylophyllopsis caespitosa* FRECH und *Phyllocoenia decussata* REUSS. Seltener treten in jener Kalkentwicklung die Megalodonten auf. Die betr. Kalkfacies reicht in gleicher lithologischer Beschaffenheit bis zum Mittellias empor und führt in ihren obersten Partien vielerorts Brachiopoden der mittelliasischen sogenannten Aspasiakalke, seltener auch Cephalopoden. Auf *Kephallenia* speziell wurde in den gleichen Kalkmassen zusammen mit einigen dem Mittel- und Unterlias gemeinsamen Rhynchonellen und Terabrateln eine relativ charakteristische Terebratel aufgefunden, *Terebratula Foetterlei* BOECKH, die bisher nur noch aus dem Unterlias des Bakony bekannt ist. In dem betreffenden mächtigen Kalkkomplex der Ionischen Zone sind daher wohl auch noch Äquivalente der Sospirolo- und der Hierlatzkalke enthalten.

Eine präzisere Abgrenzung der ionischen, von der Obertrias bis in die Oberregion des Mittellias hinaufgehenden Kalkmassen konnte in Anbetracht der petrographischen Gleichartigkeit und aus Mangel an zureichendem paläontologischem Material bislang nicht vorgenommen werden.

Der meist in der Facies bunter Mergel, Mergelkalke und Knollenkalke entwickelte Oberlias der Ionischen Zone zeichnet sich durch seine reiche faunistische Entfaltung aus. In einer strukturell gleichartigen konkretionären Ausbildung erscheint der ebenfalls fossilreiche untere Dogger. Es handelt sich sowohl im Oberlias, wie im Unterdogger um ebenso arten- wie individuenreiche Ammonitenfaunen, die sich der gleichzeitig lebenden Tierwelt der südalpinen, ungarischen und apenninischen Vorkommen anschließen. Die Jura-Entwicklung der Ionischen Zone und der Apenninen weist überhaupt viele gemeinsame Züge auf. Zu erwähnen ist noch ein in Nordepirus und auf Korfu beobachtetes Eingreifen der schwäbischen Facies d. h. schwarzer Posidonienschiefer mit *Posidonia Bronni* VOLTZ in diese alpine Entwicklung, eine Erscheinung, die auch in den

Südalpen wiederkehrt. *Posidonia Bronni* kommt als einziger Zweischaler übrigens außerdem in den oberliassischen Ammonitenkalken selbst vor.

Die bunten konkretionären Bildungen des ionischen Oberlias und Unterdoggers sind wohl als Ablagerungen beträchtlicher Meerestiefen zu deuten, wie denn überhaupt in der Ionischen Zone vom Oberlias ab die abyssische Entwicklung einsetzt und bis in die Unterkreide hinein andauert. Hier erlangen neben Plattenkalken und Schiefern die Hornsteine eine große Bedeutung und bilden ein wichtiges Facieselement. Unter den fossilführenden Gliedern sind hervorzuheben die nur lokal entwickelten *Stephanoceren*kalke der Bayeuxstufe mit *Stephanoceras Humphriesianum* Sow. und anderen bezeichnenden Ammonitenspezies, die Posidonien-Hornsteinplattenkomplexe des obersten Doggers mit *Posidonia Buchi* usw. und besonders auch die oberjurassischen Aptychenschichten von alpinem Gepräge. Es handelt sich sonach in der Ionischen Zone um die alpine Entwicklung der Juraformation.

Die Oberkreide erscheint in der Facies der ungeschichteten oder grobgebankten Rudistenkalke. Darüber folgen besser geschichtete Nummuliten- und teilweise auch Alveolinen-haltige Kalke mit ihrem konkordanten Hangenden, dem Flysch, der seinerseits wohl noch ins Oligocän hinaufreicht und durch eine scharf markierte Diskordanz vom Neogen geschieden wird. Vom Neogen sind sowohl miocäne, wie pliocäne Ablagerungen vertreten.

Es sei noch erwähnt, daß das Hauptgebirge Kephallenias nach den Untersuchungen von J. PARTSCH eine vom ionischen Typus abweichende Zusammensetzung zu haben scheint, so daß vielleicht die äußersten Kettenfragmente der ionischen Seite einer weiteren westlichsten Gebirgszone angehören. Die Gebirge von Samos im südöstlichen Kephallenia weisen indessen die ionische Entwicklung auf und sind somit zweifellos zum Ionischen Faciesbezirke zu ziehen. Ob und inwieweit die Gesteine der Ionischen Zone am kretischen Inselbogen teilnehmen, bleibe vorläufig dahingestellt; in der angegebenen Umgrenzung stellt die Adriatisch-Ionische Zone sowohl in stratigraphischer, wie tektonischer Hinsicht, eine scharf umschriebene Einheit dar.

Die Olonos-Pindoszone erstreckt sich in langgezogenem Bande vom Cap Gallo, der Südspitze Messeniens über die Ithome, die Gebirge von Andritsaena, das Olonosgebirge bis zum Korinthischen Graben und setzt sich jenseits desselben über die ätolischen Kalkalpen bis zum Tsumerka- und Prosgoligebirge, den nördlichsten Teilen des Pindos, fort. Die im nörd-

lichen oder vielmehr nordwestlichen Streichen hiervon gelegene Gebirgsregion ist zu unbekannt, um heute schon sagen zu können, was weiter mit der Olonos-Pindoszone geschieht.

In den Küstenketten Süddalmatiens kehren zwar zum Teil sehr ähnliche Gesteinstypen wieder, wie die für die Olonos-Pindoszone so charakteristischen Halobien- und Daonellenhornsteinplatten vornehmlich karnischen Alters, aber nach den bisherigen Untersuchungen sollen die süddalmatischen Ketten südöstlich von der Landesgrenze auskeilen. Der Vortragende sprach daher die auch schon früher von ihm geäußerte Vermutung aus, daß der Typus dalmatinischer Gebirge, wenn auch in regional mehr oder minder veränderter Facies, in der Olonos-Pindoszone möglicherweise sozusagen wiederauflebt.

Die Olonos-Pindoszone entspricht der Tiefsee-Entwicklung der Obertrias, d. h. dem Hervortreten kieseliger Gesteine neben untergeordneten Schiefern und Plattenkalken. Ein wichtiges fossilführendes Niveau dieser Facies sind die eben erwähnten karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenschichten mit *Daonella styriaca* MOJS. und zahlreichen anderen bezeichnenden Arten, die der Vortragende gleichfalls vom Süden Messeniens bis hinauf zur türkischen Grenze verfolgt hat.

Die Vertretung des Juras ist in der Olonos-Pindoszone noch nicht einwandfrei erwiesen, wenn auch wahrscheinlich, da die Olonos-Pindosfacies durch mehrere Formationen hindurch gehen dürfte. Der Kreide angehörige Partien der Schiefer-Hornsteingruppe werden durch koralligene Rudistenkalk-Einschaltungen unterbrochen; doch sind hier auch Rudistenkalke vom gewöhnlichen Habitus entwickelt, so namentlich auf den höchsten Gipfeln, wie auf dem Olonos- und Tsumerka-Gipfel.

Während daher, der Facies nach zu urteilen, in der Ionischen Zone eine zunehmende Vertiefung des Meeres mutmaßlich beim Oberlias eintrat, gehen in der Olonos-Pindoszone die entsprechenden Gesteinstypen bis auf die Karnische Zeit zurück. Nach der Beschaffenheit der die beiden westhellenischen Gebirgszonen zusammensetzenden Gesteine könnten die im Zuge der heutigen westgriechischen Hauptkette gelegenen Bildungen eines tieferen Meeres einer damaligen Geosynclinalen entsprochen haben, doch sind die mesozoischen Ablagerungen der Olonos-Pindoszone nach der zurzeit allerdings noch im Gange befindlichen Untersuchung nicht an Ort und Stelle gebildet.

Zwischen die Olonos-Pindoszone und die Ionische Zone schiebt sich als Grenzzone das breite ätolische Flyschband, das sich auch durch den Peloponnes weiter fortsetzt, hier allerdings nur fragmentär mit mehrfachen Unterbrechungen durch Neogen.

Auch in Mittelgriechenland wird der Zusammenhang der beiden Gebirgszonen vielfach durch jugendliche Einbruchsgebiete, wie durch das akarnanische Seenbecken, aber auch durch quartäre Schuttbedeckung gestört. Die tektonischen Verhältnisse dürften nun derart liegen, daß die in Falten gelegten Gesteine der Ionischen Zone als autochtones Gebirge auf der Westseite unter dem westpeloponnesisch-ätolischen Flyschbande hervortreten, während die mesozoischen Ablagerungen der Olonos-Pindoszone als von Osten überschobene und mit ihrer Unterlage mitgefaltete Decken darauf schwimmen.

Der Raum zwischen der Olonos-Pindoszone und dem nach Osten folgenden Gebirgsabschnitt der osthellenischen Zone ist allerdings noch nicht hinreichend untersucht, um die gegenseitigen Beziehungen der beiden faciell und strukturell so verschiedenartigen Gebiete heute schon klarlegen zu können. Entweder sind die Wurzeln der Pindosdecken in dem unbekannten Zwischenraum zwischen der Vardussia und den ätolischen Kalkalpen zu suchen, wobei zu bemerken ist, daß die steile nach Westen übergeneigte Falte der Vardussia bereits den Beginn des Überfaltungsbaues zeigt. Andererseits könnten aber auch die autochtonen Glieder des ionischen Gebirgssystems regional verändert am jenseitigen östlichen Rande des ätolischen Flyschbandes wieder hervortauchen. In letzterem Falle wäre der Stirnrand der Pindosdecken weiter von ihrer Wurzelregion entfernt, und es wären auch noch östlich der Olonos-Pindoszone Deckenbildungen zu erwarten.

Die osthellenische Gebirgszone unterscheidet sich sowohl in ihrer stratigraphischen Zusammensetzung wie auch im Streichen ihrer Gebirgsfalten vollkommen von den beiden westlicheren Zonen und repräsentiert somit einen weiteren Gebirgstypus.

Während in stratigraphischer Hinsicht in der Ionischen Zone die Obertrias die ältesten gebirgsbildenden Faciesglieder stellte, erlangen in den den Zentralmassiven genäherten Randdistrikten der osthellenischen Zone auch altnesozoische bzw. paläozoische Bildungen eine große Bedeutung, und zwar in metamorph unverändertem normalem Zustande.

Die die alten Ablagerungen aufschließende Innenzone ist indessen nur in Fragmenten erhalten. Hierzu gehören zunächst die nördlichen Sporaden, der östliche Othrys, pämlisch die Gebirge um Gavrini, die Gebirge Mittel-Euboeas und Fragmente im Norden dieser Insel, der Beletsi-Parnes-Kythaeronzug in Attika, Salamis, die Argolis mit Hydra und dem benachbarten Inseltschwarm, sowie die zerstückelte Sedimentzone der südlichen

Kykladen mit Amorgos usw. Nach Westen gliedern sich dann weitere Gebirgszüge an, in denen älteres Mesozoicum nicht mehr entblößt ist, nämlich der hohe Othrys, die lokrischen Gebirge mit dem Oeta in der Verlängerung der mitteleuböischen Gebirge, der Helikon und Korombili, letzterer als direkte Fortsetzung des Kythæron, sowie die Horste des Karydi- und Geraneiagebirges.

Unter den auf der Ostseite der osthellenischen Gebirgszone hervortretenden paläozoischen Bildungen ist die älteste auf paläontologischer Grundlage fixierte Formation das Carbon. Vermutlich sind aber Keratophyre und ihre Tuffe, die ihrer Lagerung nach einer den osthellenischen Carbonsedimenten vorangegangenen Eruptionsperiode angehören, bereits devonischen Alters. In petrographischer Hinsicht stimmen die osthellenischen Keratophyre bzw. Keratophyrtuffe, die bis jetzt in Attika, in der Argolis und auf Hydra angetroffen wurden, mit den westfälischen Lennekeratophyren überein.

Die Carbonformation ist dagegen in den ägæischen Randbezirken weit verbreitet.

Das Untercarbon wird am Innenrand der osthellenischen Zone, so auf Hydra und anderwärts, vermutet, konnte aber auf paläontologischer Grundlage bis jetzt noch nicht auf der griechischen Seite festgestellt werden. Auf der kleinasiatischen Insel Kos ist dagegen auch fossilhaltiges Untercarbon bekannt. Das Carbon dürfte mit Konglomeraten beginnen, die auf eine dieser Formation oder vielmehr dem vorhandenen hellenischen Carbon vorangegangene Diskordanz hinweisen.

Derartige Konglomerate treten z. B. im Schoße des Parnes in Attika als Basis des paläontologisch erkannten Obercarbons auf.

Fossilführendes Obercarbon in mariner Entwicklung kennt man dagegen heute schon im östlichen Othrys, im nördlichen Euboea, in Attika, auf Salamis, auf der der Argolis vorgelegerten Insel Hydra und dem übrigen argolischen Insel schwarm. Die erhebliche Verbreitung des meist in der Facies der Fusulinenkalke entwickelten Obercarbons auf Hydra und den benachbarten Eilanden deutet auf ein größtenteils unterseeisches jungpaläozoisches Gebiet von erheblicher Ausdehnung hin, das sich im Südosten an die Argolis anschließt. Auch sonst wird das hellenische Obercarbon durch die reiche Entfaltung und weite geographische Verbreitung seiner mit Schieferen und Grauwacken in Verbindung stehenden Fusulinen- und Schwagerinenkalke gekennzeichnet. *Schwagerina princeps* EHR. ist besonders in Attika häufig und erreicht hier zum

Teil eine auffallende Größe. Die Fusulinenkalken kehren außerdem auf der jenseitigen Seite des ägaeischen Zentralmassives, auf Kos und Chios, wieder.

Obercarbonische Brachiopoden-, Cephalopoden-, Crinoïden- und Korallenkalken sind in den osthellenischen Carbonbezirken ebenfalls vorhanden, aber auf einige wenige, enger lokalisierte Vorkommen beschränkt.

Unter den Korallen beanspruchen besonders die Genera *Cyathophyllum*, *Clisiophyllum*, *Chaetetes* und *Lonsdaleia* Beachtung; unter den Ammoniten ist ein in Attika entdeckter *Paralegoceras* (*Pericleites*) *atticum* RENZ bemerkenswert.

Die Dyas ist rein marin entwickelt und bisher nur auf der argolischen Küsteninsel Hydra mit Sicherheit erwiesen. Die Dyas wird hier durch dunkle Kalken und Schiefergesteine repräsentiert, von denen die ersteren in reichlicher Menge die äußerst charakteristischen Lyttonien, wie *Lyttonia Richthofeni* KAYSER und ihre Größenvarietät *Lyttonia nobilis* WAAGEN enthalten. Neben den Lyttonien kommen bezeichnende Angehörige der Gattungen *Productus* und *Orthothetes* verhältnismäßig häufig vor. Stratigraphisch bedeutsam sind ferner noch *Enteles Waageni* GEMMELLARO und *Liebea sinensis* FRECH. Es handelt sich hierbei um Arten, die sonst noch in der Dyas von Japan, China, des Himalaya, der indischen Salt Range, sowie in den paläodyadischen Siosiokalken Siziliens auftreten. Die Funde des Vortragenden auf Hydra sprechen somit für ein weites Mittelmeer, das sich zur Dyaszeit von Japan und China über Indien bis nach Sizilien erstreckte. Der Taurus ragte aber damals schon, ebenso wie während des älteren und mittleren Mesozoicums, als festes Land hervor.

Neben den Brachiopodenkalken spielen die Foraminiferenkalken in der osthellenischen Dyas eine gewichtige Rolle. Auf Hydra bzw. den benachbarten Eilanden fand der Vortragende noch lichte Kalken mit Neoschwagerinen, wie *Neoschwagerina craticulifera* SCHWAGER bzw. *Neoschwagerina globosa* YABE, sowie schwarze dolomitische Kalken mit Fusulinellen. Dieselben Fusulinellenkalken kehren auch in Attika wieder, wo ihre stratigraphische Position ebenfalls für Paläodyas spricht. Die betreffenden Neoschwagerinen- und Fusulinellenarten sind bisher nur noch aus der japanischen Dyas bekannt.

Auf Hydra stehen die erwähnten Fusulinellenkalken in Verbindung mit dunklen gebankten Dolomiten, die in gleicher petrographischer Entwicklung auf Amorgos, jener normal sedimentären Randinsel auf der Südseite des Kykladenmassivs, wiederkehren. Zweifellos gehören daher die Schiefergesteine

und Kalke von Amorgos, zwischen denen diese altdyadische, vollkommen eingeebnete Dolomit-Scholle eingebrochen ist, dem Carbon oder zum Teil wohl auch schon dem Devon an.

Eine Fortsetzung dieses zerstückelten, auf Hydra und Amorgos beobachteten Randgebirges des Kykladenmassivs findet sich auf Kos und Chios.

Bevor der Vortragende auf die Ausbildung der osthellenischen Trias einging, besprach er noch mit einigen Worten den Einfluß, den der Nachweis von weit verbreitetem, normal entwickeltem Palaeozoicum auf die Altersdeutung der metamorphischen Gesteine Ostgriechenlands ausübt.

Die von früheren Autoren als Kreide gedeuteten normal entwickelten Sedimente Attikas und des östlichen Othrys, aus deren Umwandlung die metamorph veränderten kristallinen Gesteine der betreffenden Landschaften hervorgegangen sind, gehören nach den Untersuchungen des Vortragenden dem Palaeozoicum an. Die metamorphen Bildungen Ostgriechenlands müssen demnach paläozoisch sein, mit welcher Feststellung auch eine Sonderstellung der metamorphosierten kristallinen Gesteine Griechenlands wegfällt.

Ebenso wie das Palaeozoicum ist auch das ältere Mesozoicum nach unserer heutigen Kenntnis nur in dem den Zentralmassiven genäherten Innensaum der osthellenischen Zone aufgeschlossen. Hier grenzt auch die gesamte Trias an das Palaeozoicum an; darüber treten noch Jura und Kreide auf.

Die Untertrias wurde bis jetzt in alpinen Entwicklung in Attika angetroffen und wird in gleicher Ausbildung auch in der Argolis vermutet. Auch das attische Untertrias-Meer war von den bekannten alpinen Zweischalern und Gastropoden bevölkert, wie von *Pseudomonotis inaequicostata* BEN., *Myophoria praeorbicularis* BITT., *Anoplophora fassaensis* WISS., *Holopella gracilior* SCHAUR. und anderen mehr. Es ist hierzu noch zu bemerken, daß die Untertrias Nordalbanien nach den neueren Untersuchungen von NOPCSA und ARTHABER asiatisches Gepräge aufweist.

Im benachbarten Dalmatien finden sich dagegen wieder Vorkommen alpiner Untertrias, worunter es sich ebenso wie in Nordalbanien zum Teil auch um Cephalopodenfacies handelt, während aus Attika eine Zweischaler- und Gastropodenfauna vorliegt. Die attischen Faunen haben sich daher wohl in größerer Küstennähe und bei geringerer Meerestiefe niedergeschlagen. Auf Euboea transgrediert auch die Trias mit einem nicht näher horizontierten Basalkonglomerat über carbonische Schiefer; hier war also in der Zwischenzeit, ebenso wie im

Taurus, festes Land, ob zusammenhängend mit dem Taurus oder nicht, muß vorerst dahingestellt bleiben.

Das südliche Hellas war zur ältern Dyaszeit, wie die Dyasfunde des Vortragenden auf Hydra beweisen, vom Meer überflutet und stand in offener Meeresverbindung mit Sizilien und dem Osten, und zwar in einer Verbindung, die den Taurus umging.

Dieses langgestreckte west-östliche Meer bestand hier auch zur Untertriaszeit, nach Nordwesten zu im Zusammenhang mit dem alpinen Meer.

Die faunistischen Unterschiede zwischen den angeführten attischen, albanischen und dalmatinischen Untertrias-Vorkommen beruhen jedenfalls nicht auf trennenden Landesschränken, sondern wohl nur auf beträchtlichen Schwankungen der Meerestiefen, die den Austausch der den verschiedenen Tiefenregionen eigenen Faunen teils unterbunden, teils gefördert haben.

Erst in der Mittel- und Obertrias treten auch in Osthellas reiche Cephalopodenfaunen auf, die sich den gleichalterigen alpinen Vorkommen vollkommen anschließen.

Auch zu jener Zeit war auf Grund einiger den griechischen Cephalopodenfaunen beigemengter östlicher Faunenelemente eine offene Meeresverbindung mit dem Osten vorhanden, wenn auch wohl die Verhältnisse für den Faunenaustausch nicht gerade günstig lagen.

In der griechischen Mittel- und Obertrias sind Cephalopodenfaunen bis jetzt aus der Argolis und von Hydra bekannt. In der Argolis treten im Asklepieiontal rote, manganhaltige Cephalopodenkalke vom Typus der alpinen Hallstätterkalklinsen auf, die sämtliche Zonen von den Trinodosusschichten an aufwärts bis hinauf zu den Aonoidesschichten einschließlich in lückenloser Folge umspannen, wie man sie in dieser einheitlichen Ammonoitenentwicklung selbst in den Alpen noch nicht kannte. An einem weiteren argolischen Fundort bei H. Andreas kommen graue bis rötlichgraue Kieselkalke mit *Lobites ellipticus* HAUER und einer reichen unterkarnischen Cephalopodenfauna von gleichfalls rein alpinem Charakter vor. Die Zahl der neu aufgefundenen Arten und Varietäten ist an diesen beiden Aufschlüssen nicht größer, als man sie an einem neu entdeckten alpinen Fundort zu erwarten berechtigt wäre. Die neuen Spezies und Varietäten schließen sich fast ausnahmslos an bekannte alpine Typen an und deuten auf einen unmittelbaren Zusammenhang der Meere hin. Gegenüber dem erdrückenden Übergewicht der alpinen Spezies treten die wenigen Lokalarten und auf den Osten bzw. die Dobrudscha und Propontis

weisenden Typen vollständig zurück. Diese außerordentliche Gleichförmigkeit und Übereinstimmung mit den alpinen Vorkommen ist angesichts der weiten Entfernung der griechischen und alpinen Fundorte voneinander besonders hervorzuheben. Die formenreiche argolische Ammonitenwelt umfaßt, wie gesagt, die Trinodosusschichten, die gesamten ladinischen Niveaus und die unterkarnischen Äquivalente. Irgendwelche Anzeichen für das Vorhandensein der Fauna des *Tropites subbullatus* haben sich bis jetzt nicht ergeben.

In höheren Horizonten folgen in der Argolis statt dessen Halobien und Daonellenführende Hornsteine, die sich in gleicher Entwicklung auch auf Hydra wiederholen, hier aber auch die karnische Stufe mit einschließen. Die gleiche kieselige Facies, die auf Hydra noch tiefer herunterreicht, ist ein teilweises Analogon der karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenschichten der Olonos-Pindoszone.

Die Trinodosuskalke Hydras sind Repräsentanten der für Bosnien bezeichnenden Ausbildung der Bulogkalke. Es kehren hier in einem roten Kalk genau dieselben Cephalopodentypen wieder, wie bei Haliluci und Hau Bulog in Bosnien, so die charakteristischen Ceratiten, wie *Proteites* und *Bosnites*. Nur eine Art der hydriotischen Bulogkalke, *Protrachyceros Cholnokyi* FRECH ein sehr naher Verwandter des *Protrachyceros* REITZI war bisher lediglich aus den Buchensteinerschichten des Bakony bekannt. Entweder geht diese Art also auf Hydra tiefer oder spricht für ein teilweises Hineinreichen der Bulogkalkentwicklung in die ladinische Stufe, für eine anisisch-ladinische Grenzbildung in gleicher Facies. In der Argolis geht ja, wie gesagt, die rote Cephalopodenkalkfacies von den Trinodosusschichten bis zur karnischen Stufe durch. Diese Bulogkalkentwicklung kehrt auch jenseits des ägeischen Zentralmassives auf den kleinasiatischen Inseln wieder.

In Attika ist die Mitteltrias dagegen in der Facies Diploporenführender, an der Basis dolomitischer lichter Kalkmassen weit verbreitet und bildet im Beletsi-Parnes-Kythaeronzug neben dem Paläozoicum das wichtigste gebirgsbildende Element. Bei den Diploporen handelt es sich, ebenso wie in den Alpen, in der Hauptsache um *Diplopora annulata*.

Die Schichtgrenze zwischen Mittel- und Untertrias ist hier, ebenso wie in der Argolis und auf Hydra, noch nirgends in normaler Weise bloßgelegt. Die mächtige starre Triaskalkmasse scheint hier bei der tertiären Gebirgsbewegung infolge stärkerer Neigung der Schichtenfolge teilweise über die tieferen, weichen Gesteine abgeglitten zu sein.

Die gleiche kalkige Ausbildung hält im Parnes-Kythaeronzug auch während der Obertrias an und wird im Kythaeron- und Korombiligebirge durch helle Gyroporellen und Megalodonten führende Kalke vertreten, wobei es sich bei ersteren im wesentlichen um *Gyroporella vesiculifera* GÜMBEL handelt. Im Korombiligebirge wurden auch lichte Korallenkalke mit der Zlambachart *Spongiomorpha acyclica* FRECH nachgewiesen. Dieselbe Entwicklung herrscht ferner im Helikon von Zagora. Im Oetagebirge und seiner östlichen Fortsetzung den lokrischen oder atalantischen Gebirgen, d. h. dem Saromata-, Chlomos- und Epiknemidischen Gebirge, die weiter nach dem mittleren Euboea hinüberweisen, spielen gleichfalls obertriadische und rhätische Korallen- und Megalodontenkalke im Verein mit rhätischen Brachiopodenkalken der Karpathischen Facies eine große Rolle. Die die bekannten Leitformen führenden rhätischen Brachiopodenkalke sind nach unserer bisherigen Kenntnis allerdings nur auf einen Punkt des Xerovunihorstes im Oetagebirge beschränkt. Eine größere geographische Ausdehnung besitzen in diesen Gebirgen dunkle bis graue Megalodonten- und vor allem Korallenkalke. So bilden u. a. dunkle Spongiomorphidenkalke mit *Spongiomorpha ramosa* FRECH und nah verwandten Typen einen regional weit durchgehenden wichtigen Leithorizont der Obertrias.; ein lokal aufgefundener Stock mit *Margarosmilia Zieteni* KL. deutet darauf hin, daß hier auch die Cassianeräquivalente in der Facies der Korallenkalke auftreten.

In tieferem Niveau stellen sich vorwiegend weiße Dolomite ein. Die Trias Mittel-Euboeas dürfte sich in ihrer oberen Partie dieser ost-griechischen Entwicklung anschließen, auf die untere Trias dieser Insel wird noch bei der Besprechung der Faltungsperioden zurückzukommen sein.

Die facielle Ausbildung während der osthellenischen Unter-, Mittel- und unteren Obertrias spricht im Einklang mit der damaligen geographischen Situation im allgemeinen für eine von Norden nach Süden fortschreitende Vertiefung des Meeres.

Die oberste Trias geht indessen im östlichen Griechenland in einheitlicher, nur in der Färbung verschiedenen Kalkfacies durch. So erscheinen auch in der Argolis und auf Hydra in diesem Niveau helle Megalodonten- und Korallenführende Kalkmassen. In der Argolis reichen die lichten Kalkmassen der oberen Trias, ebenso wie im Ionischen Faciesgebiet bis zur Oberkante des Mittellias hinauf.

In gleicher Weise schließt sich dann der argolische Oberlias der ionischen Entwicklung an; es handelt sich auch in der Argolis um Ammonitenführende rote Knollenkalke mit

Hildoceras bifrons und anderen typischen Oberliasarten von universeller Bedeutung. Über diesen fossilführenden Bildungen lagert ebenfalls, wie in der Ionischen Zone, die Schiefer-Hornsteingruppe, in der Argolis allerdings in Verbindung mit Serpentin, der in der ionischen Entwicklung vollkommen fehlt.

Insofern schließt sich der höhere argolische Jura, wie auch die Kreide im wesentlichen den übrigen ostgriechischen Vorkommen an. Erwähnenswert wären noch in der Argolis Kimmeridge mit Diceraten, Tithonkalke mit Ellipsactinien, Cephalopoden führendes Hauterivien, Urgonkalke mit Toucasien und *Harpagodes* aff. *Pelagi* BRONGN., die ebenso wie die höheren Radioliten- und Hippuritenkalke, auch in Attika wiederkehren.

In Attika, d. h. im Parnes-Kythaeronzug, im Helikon, im Oeta, den lokrischen Gebirgen und im hohen Othrys schieben sich zwischen die Kalkmassen mit der paläontologisch fixierten Obertrias bzw. Rät und die Rudistenkalke mit den damit in Verbindung stehenden Schiefern und Sandsteinen — mancherorts, wie im Oeta, gewinnen auch die weicheren Gesteine die Oberhand — ebenfalls die Gesteine der Schiefer-Hornsteinformation, auch hier überall im Zusammenhang mit mächtigen Serpentinmassen. Diese Gesteinsserie dürfte in der Hauptsache den mittleren und oberen Jura, wie Teile der Unterkreide vertreten, wenn auch fossilführende Zwischenglieder, wie in der Argolis, bis jetzt in Mittelgriechenland und im Othrys fehlen. Die Serpentine nehmen wohl dieselbe stratigraphische Position ein, wie die identen Gesteine Nordalbaniens, wie überhaupt erst die osthellenischen Gebirge die Fortsetzung des nordalbanischen Gebirgstypus repräsentieren dürften.

Der Vortragende hat allerdings noch lange nicht alle auf den bisherigen Karten eingezeichneten Serpentinvorkommen besucht, es mögen daher in den betreffenden Grundsteingebieten, wie auf Euboea, zum Teil auch andere Gesteinstypen vorliegen.

Auf Euboea ist von fossilführendem Jura bis jetzt oberjurassischer Diceraten- und Ellipsactinienkalk bekannt, die Kreide ist rein kalkig ausgebildet.

Nummulitenkalk und Eocänflysch, die in den westlichen Außenzonen und im Zentralpeloponnes eine so große Rolle spielen, sind in der osthellenischen Zone noch nicht bekannt und dürften hier fehlen. Neogen und quartärer Schutt vervollständigen die stratigraphische Gliederung der osthellenischen Zone nach oben hin, wobei noch zu bemerken ist, daß die bekannten pflanzenführenden Schichten von Euboea von DEPRAT

heute zum Aquitanien gezogen werden, von anderer Seite werden dieselben Bildungen für sarmatisch gehalten.

Trotz lokaler facieller Verschiedenheiten sind wohl die am Aufbau der in der osthellenischen Zone vereinigten Gebirgsglieder teilnehmenden Bildungen in ihren Grundzügen als höheren Einheit einem Faciesgebiet unterzuordnen.

In faciemer Hinsicht dürften sich der osthellenischen Zone nach unserer heutigen Kenntnis noch die Hochgebirgsstöcke des zentralen Mittelgriechenlands angliedern, nämlich die bis 2500 m aufstrebenden Hochgebirge des Parnaß, der Kiona und der Vardussia.

Obertriadische und rätische graue Korallen und Gyroporellenkalk — hierin liegt ebenfalls eine gewisse Analogie mit der Ionischen Entwicklung —, sowie cretacische Ablagerungen bilden hier die wichtigsten gebirgsbildenden Elemente. Die Kreide besteht aus vorwiegenden Rudistenkalken mit Einschaltungen von Schiefer- und Sandsteinkomplexen und bisweilen auch von Konglomeratbildungen, an deren Zusammensetzung sich auch alte krystalline und triadische Gesteine beteiligen. Dieselben Konglomerate kehren in ähnlicher Beschaffenheit wie in der Kiona, auch in den Kreidebildungen des Othrys wieder und beruhen bei konkordanter Lagerung der Schichtenfolge auf Erosionsdiskordanzen.

Ein Unterschied zwischen den drei Hochgebirgen Vardussia — Kiona — Parnaß einerseits und den Gebirgen der osthellenischen Zone andererseits liegt jedoch in der verschiedenen Streichrichtung ihrer Aufwölbung, wobei man allerdings beim Parnaß selbst im Zweifel sein könnte. Der Vortragende faßte daher vorerst die drei Hochgebirge in einer provisorischen Kiona-Parnaß-Unterzone zusammen. Die Grundrichtung des Streichens stimmt in dieser Unterzone etwa mit der Faltungsrichtung der westgriechischen Außenzonen überein, während in der eigentlichen osthellenischen Zone eine im allgemeinen ost-westliche Richtung der Falten vorwieg.

Faltung beherrscht natürlich auch in der osthellenischen Zone, wie in der Kiona-Parnaß-Unterzone den Gebirgsbau, wie dies besonders die steil aufgerichtete, nach Westen übergeneigte Falte der Vardussia veranschaulicht. Nach Osten wird aber der Faltenwurf augenscheinlich schwächer; hier tritt daher mehr der durch eine spätere Phase der Gebirgsbildung bedingte Schollen- und Flexurcharakter der Gebirgsmassive hervor, d. h. es zeigen sich hier mehr die Merkmale des Bruchgebietes als des gefalteten Gebirges. Namentlich sind die Kiona- und Korombili-Flexuren mit modellartiger Klarheit aufgeschlossener

und erwecken von weitem gesehen den Anschein von Gewölben. Das Streichen dürfte daher hier vielfach als Pseudostreichen von der Neigung der Schollen herrühren, wodurch das Faltenstreichen verschleiert werden kann.

Infolge dieses Schollenbaues ist auch das jüngere Mesozoicum in den den krystallinen Gebirgen benachbarten fragmentären inneren Randpartien der osthellenischen Zone vorhanden, tritt aber naturgemäß gegen die älteren Gesteine zurück.

Was die ägäischen Zentralmassive und ihre unmittelbaren metamorphen Sedimentmäntel selbst betrifft, so dringen die krystallinen Gesteine des rumelischen Schollenlandes oder der Rhodopemasse, die den Nordosten der südosteuropäischen Halbinsel einnehmen, in Griechenland im Olympmassiv über den Olymp bis nach Nordeuboea vor, wobei nach J. DEPRAT allerdings das eigentliche Olympmassiv von einem besonderen nordeuboeischen Massiv zu trennen ist. Die Trennung erfolgt durch eine sich zwischen den beiden Massiven hindurchschlingende Zone metamorphosierter paläozoischer Gesteine, die vom Pelion und östlichen Othrys aus das Olympmassiv bis zum nördlichsten Zipfel der Chalkidike als seinerzeit vollständiger Sedimentgürtel umrandete. Ein weiterer kleinerer krystalliner Kern ist im westlichen Othrys blosgelegt. In südlicher und südöstlicher Richtung treten die alten Gesteine der rumelischen Masse wieder in dem kykladischen Zentralmassiv hervor. Das größtenteils untergetauchte krystalline Grundgebirge der Kykladen greift nach Norden auf Euboea und das mittelgriechische Festland über und umfaßt das südöstliche Drittel dieser Insel, sowie die archaischen Gesteine Attikas. DEPRAT trennt hierbei noch das südeuboeische Ocha-Massiv durch eine über Andros verfolgbare Sedimentzone von dem eigentlichen Kykladenmassiv oder südägäischen Zentralmassiv im Gegensatz zu dem nordägäischen Massiv mit dem Olymp usw. Eine Fortsetzung des nördlichen Saumes des metamorph-sedimentären Ocha-Mantels ist in den metamorphen Bildungen Attikas zu suchen.

PHILIPPSON und DEPRAT haben jedenfalls Recht, wenn sie den beiden äußeren Gebirgsrümpfen, d. h. dem nord- und südägäischen Massiv einen dominierenden Einfluß auf die tektonischen Leitlinien von Hellas zuschreiben, während die kleineren dazwischenliegenden Massive als parallel gelegene elliptische Kerne nur untergeordnete Ablenkungen der Faltenrichtung zur Folge hatten.

Zunächst sei aber noch kurz ein weiteres Gebiet mit

krystallinen Gesteinen betrachtet, das sich im zentralen Peloponnes keilförmig zwischen die Olonos-Pindos-Zone und die osthellenische Zone einschiebt und auch wegen der sonstigen Verschiedenheiten seiner Gebirgzzusammensetzung als besondere Zentralpeloponnesische Zone zu behandeln ist. Von einer Fortsetzung dieser Zone, deren Erforschung der Vortragende erst vor kurzem in Angriff genommen hat, nach Mittelgriechenland ist vorerst nichts bekannt.

Bei den krystallinen Gesteinen dieser Region handelt es sich jedenfalls in der Hauptsache um Sedimentgesteine, die durch Dynamometamorphose in das krystalline Stadium übergeführt und den Gesteinen der metamorphen Sedimenthüllen der ägäischen Zentralmassive zu vergleichen sind. Der innere archaische Kern ist hier, wenn überhaupt, wohl nur in geringem Umfange entblößt. Das jedenfalls größtenteils verhüllte, in der Tiefe ruhende Massiv bezeichnet der Vortragende als das lakonische Zentralmassiv, immer natürlich vorausgesetzt, daß die krystallinen Gesteine hier auch an Ort und Stelle wurzeln. Metamorphosierte krystalline Gesteine sind im Bereiche der Zentralpeloponnesischen Zone in erheblicher Verbreitung aufgeschlossen, so namentlich in der Mani und im Taygetos, dann weiter noch im Parnon, der mit dem Taygetos einen durch die Eurotasfurche getrennten Zwillingshorst darstellt, und auf Kythera. Weiter im Norden treten die kristallinen Bildungen nochmals in der Ziria hervor. Metamorph unveränderte, normal entwickelte paläozoische Formationen sind in der zentralpeloponnesischen Zone bis jetzt noch nicht festgestellt, d. h. wenigstens noch nicht auf paläontologischer Grundlage. Unter einer mächtigen Kalkmasse lagern indessen am Taygetos und anderwärts neben metamorph umgewandelten krystallinen Gesteinen auch unveränderte Schiefergesteine, die sich habituell den carbonischen Gesteinen Ostgriechenlands anschließen.

Die mächtige Masse der Deckkalke wurde von PHILIPPSON mit den Nummuliten-Rudistenführenden schwarzen Kreide-Eocän-Kalken des Zentralpeloponnes unter dem zusammenfassenden Namen „Tripolitzakalke“ zu einem einheitlichen Kalkkomplex vereinigt und als Kreide-Eocän betrachtet. Die unteren hellen und zum Teil dolomitischen Partien dieser Tripolitzakalke PHILIPPSONS enthalten indessen mancherorts Gyroporellen und bilden ein Analogon dieser auch sonst in Hellas verbreiteten kalkigen Trias-Entwicklung. Die Tripolitzakalke PHILIPPSONS sind sonach wohl keine stratigraphische Einheit; der Nachweis des Palaeozoicums läßt sich in den unter der Trias liegenden Schiefergesteinen des zentralen

Peloponnes wohl noch mit Recht erwarten. Über den schwarzen Rudisten-Nummulitenhaltigen Kalken des zentralen Peloponnes, den eigentlichen Tripolitzakalken folgt Eocänflysch, der seinerseits von anscheinend ausgedehnten Decken mesozoischer Gesteine überlagert wird, wie sich dies z. B. im Artemisiongebirge beobachten läßt. Es sind dies die „Olonoskalke“ der PHILIPPSONschen Peloponnes-Karte.

Diese zentralpeloponnesische Zone weicht daher in ihrem Gebirgsbau und in ihrer Gebirgszusammensetzung erheblich von dem argolischen Bergland, wie von den weiteren Gebirgen der osthellenischen Zone ab; der Korinthische Graben dürfte somit auch in dieser Hinsicht eine wichtige tektonische Markscheide bilden.

Die Aufrichtung der hellenischen Gebirge zerfällt in mehrere, zeitlich weit auseinanderliegende Phasen.

Das krystalline Kykladenmassiv hat, wie PHILIPPSON ausführt, eine mehrfach wiederholte Faltung aus verschiedenen Richtungen erlitten. Abgesehen von diesen alten Faltungen ist das Grundgebirge dann schließlich auch nochmals von der tertiären Hauptfaltung miterfaßt und umgestaltet worden. Das letztere ist zwar noch nicht erwiesen; wahrscheinlich gehören auch die normal entwickelten Sedimente im Inneren des Kykladenmassivs, die PHILIPPSON für Kreide und Eocän hält, dem Paläozoicum an. Die Untersuchungen des Vortragenden erstrecken sich in diesem Gebiet bisher nur auf Amorgos; die Altersbestimmung der normalentwickelten Sedimentreste von Kea, Naxos, Anaphi und Santorin wird auch für die tektonischen Fragen weitere Aufschlüsse bringen.

Letzthin hat noch L. CAYEUX auf Mykonos einen Rest obertriadischen Kalkes beobachtet, das tektonische Verhalten desselben ist jedoch nicht bekannt.

Es sei hierbei noch auf die sehr beachtenswerten weiteren neuen Untersuchungen dieses Autors auf der erwähnten Insel und auf Delos, sowie auf die gründlichen Arbeiten von PAPAVALIOU auf Naxos hingewiesen. PAPAVALIOU betrachtet den Urgneis PHILIPPSONs als schiefrigen Granit und führt den Metamorphismus des kykladischen Grundgebirges auf die Eruptionen bzw. Intrusionen der schiefrigen Granite zurück. Als obere Altersgrenze der Metarmorphismen käme die Diskordanz des Devons oder Carbons in Betracht.

Das Alter dieser Diskordanzen ist ebenso wie die Zeit der alten Faltungen in anbetracht der Isolierung und weiten geographischen Entfernung der in Frage kommenden paläozoischen Aufschlüsse voneinander naturgemäß noch unsicher.

Jedenfalls haben aber die metamorphen Sedimenthüllen der Zentralmassive schon eine den Absätzen des vorhandenen hellenischen Carbons vorangegangene Faltung erfahren, die die Gebirgsmassen mit in krystallinem Sinne beeinflußt hatte.

Es kann sich hierbei nach unserer bisherigen Kenntnis der Stratigraphie um eine prä- und auch intracarböne Gebirgsbewegung handeln.

J. DEPRAT nimmt auf Euboea außerdem eine weitere zwischen Carbon und Trias zu legende Faltungsperiode an, die der Vortragende in Attika und auf Hydra allerdings zunächst noch nicht bestätigen konnte. Auf Euboea lagert wie bereits erwähnt, die Trias mit einem Transgressionskonglomerat auf den abradierten Schichtköpfen der in Isoklinalfalten gelegten Carbonschiefer. Es fragt sich nun, wie mit dieser Beobachtung die geschilderten Untersuchungsergebnisse des Vortragenden im östlichen Othrys, in Attika und auf Hydra in Einklang zu bringen sind. Der östliche Othrys scheidet für diese Betrachtungen a priori aus, weil hier die tektonischen Verhältnisse zu verworren sind und außerdem in diesem Gebiet bis jetzt noch keine Trias nachgewiesen ist. In Attika ist zwar schon die bereits oben erwähnte Untertrias festgestellt und außerdem dürfte die dortige obercarbonische Schieferformation in ihren oberen Partien mit den Fusulinellenkalken in die Dyas hereinreichen; aber auch an den attischen Aufschlüssen verteilte die Zertrümmerung des Gebirges vorläufig eine genaue Feststellung der zwischen den erwähnten dyadischen und triadischen Endgliedern gelegenen Schichtenfolge.

Anzeichen eines Basalkonglomerats der Trias sind vorerst weder in Attika, noch auf Hydra ermittelt. Auf Hydra ist dagegen die Paläodyas mit Sicherheit vom Vortragenden nachgewiesen. Falls also in dieser Region die Trias mit einem Transgressionskonglomerat beginnen sollte, so wäre die angebliche Faltung zwischen Paläodyas und Untertrias, also etwa in der oberen Dyas vor sich gegangen. Die Streichrichtung und das Einfallen der hydriotischen Dyas- und Carbonablagerungen stimmt jedoch mit der Lagerung der auf Hydra paläontologisch fixierten Mittel- und Obertrias überein, eine Wahrnehmung, die sich allerdings nur auf einen eng umgrenzten Aufschluß eines verstürzten Schollenlandes erstreckt, also zunächst nicht verallgemeinert werden kann. Die Schichtenfolge ist leider auch auf Hydra infolge von Längsverwerfungen nur unvollkommen bloßgelegt, während ja auf Euboea die Aufschlüsse günstiger zu sein scheinen. Auf Hydra erscheint eine der Trias unmittelbar vorangegangene Faltung daher noch

ungewiß, eine genauere Untersuchung an besseren Profilen bleibt noch abzuwarten. Euboea war zur Dyaszeit, ebenso wie der Taurus Festland, der Nordrand des zentralen Mittelmeeres strich im Süden hiervon vorüber und der Peloponnes bzw. die Argolis und Hydra konnten indessen während der ganzen Zeit Meeresbedeckung gehabt haben. Die Transgression schob sich während der Triasperiode weiter nach Norden bzw. Nordosten vor, denn in Mysien ruhen aufsteil aufgerichteten Carbon die Schichten der oberen Trias. Die Nähe der taurischen Insel macht sich aber auch hier überall fühlbar; jede Schwankung äußert sich naturgemäß faciell am meisten in den Randgebieten des zentralen Mittelmeeres.

Ist eine vortriadische Faltung durchgehends im DEPRATschen Sinne oder vielmehr zwischen Paläodyas und Untertrias erfolgt, so sind auch die normal entwickelten paläozoischen, d. h. carbonischen und dyadischen Sedimente des Othrys, Euboeas, Attikas, der argolischen Randinseln, sowie der südlichen Kykladen noch den eigentlichen, in der Hauptsache aus metamorphen Schichten gebildeten Hüllen der Zentralmassive anzugliedern, andererseits sind schließlich die Gebirge der ganzen osthellenischen Zone in weiterem Sinne als Randzonen zu bewerten. In dieser osthellenischen Zone ist ja ebenfalls noch eine Beeinflussung der tertiären Faltung durch die altkrystallinen Massive vorhanden; sie äußert sich deutlich in der Anlage der ostgriechischen Bogenstücke.

In erwähntem Falle wäre dann auch noch zwischen den alten paläozoischen Hüllen und der durch eine Diskordanz davon geschiedenen jüngeren paläozoischen Überlagerung zu unterscheiden, wobei ein Vergleich mit den Verhältnissen der karnischen Alpen naheliegt, und die Lyttonienkalke Hydras mit den Trogkofelschichten zu parallelisieren wären. Andererseits könnte aber hier im Süden die Sedimentation, wie schon erwähnt, ungehindert durchgehen; das letztere ist zunächst das Wahrscheinlichste.

Die tertiäre Hauptfaltung umfaßt die gesamten griechischen Gebirge und dürfte im wesentlichen einheitlich sein. Zwischen Flysch und Neogen läßt sich überall in Griechenland eine durchgreifende Diskordanz festhalten. Die Faltung erfolgte in der Pause zwischen den letzten Absätzen des hier wohl schon oligocänen Flysches — der Eocänflysch reicht vermutlich ins Oligocän hinein — und den ältesten Bildungen des hellenischen Miocäns, wobei anzunehmen ist, daß der Hauptfaltung bereits Vorwehen vorangegangen sind, ebenso wie Nachwehen folgten. So lassen sich z. B. auf den vermutlich aus Pliocän zusammen-

gesetzten Tertiärinseln Kuphonisia zwischen Amorgos und Naxos Anzeichen einer leichten Faltung wahrnehmen; vielfach dürften aber die sonst noch beobachteten Schichtenbiegungen im Neogen auf Flexuren als Begleiterscheinungen der jung-tertiären bis quartären Bruchperiode beruhen.

Für die ostgriechischen Gebirge, in denen noch kein Nummulitenkalk und jüngerer Flysch bekannt ist, läßt sich die Zeit der Hauptfaltung natürlich nicht so genau präzisieren, wie in der Ionischen Zone und in der Olonos-Pindos-Zone. M. NEUMAYR nimmt daher auch an, daß im Osten die Gebirgsbewegung schon früher einsetzte, als in den beiden westlichen Außenzonen, in der Vardussia und in der Kiona. Nach NEUMAYR gehören die ost-westlich und südwest-nordöstlich gerichteten Falten Ostgriechenlands als äußerstes Westende einem Gebirge an, dessen Aufrichtung der Faltung des Pindosystems vorangegangen ist. Das Grundstreichen der Adriatisch-Ionischen und der Olonos-Pindos-Zone ist im allgemeinen neben zahlreichen Ablenkungen und Knickungen NNW-SSO bis NW-SO. Ferner soll dieses früher gefaltete ostgriechische Gebirgssystem nach NEUMAYR von Verwerfungen geschnitten werden, die tektonisch dem Pindosystem angehören.

Was zunächst die beiden von NEUMAYR betonten Faltungsphasen anlangt, so ist die Umbiegung der Gebirge des östlichen Mittelgriechenlands — die gleiche im wesentlichen W-O gerichtete Faltenrichtung kehrt, auch in der Argolis und auf Hydra wieder — zunächst auffallend, aber es ist dabei nicht zu vergessen, daß auch die äußeren westlichen Ketten im kretischen Inselbogen nach Osten einschwenken. Es würde sich also bei den meist west-östlichen Falten Ostgriechenlands nur um innere konzentrische Faltenringe der im kretischen Inselbogen beobachteten Faltenschwenkung handeln. Letztere Aufwölbung erfolgte aber gleichzeitig mit der Faltenbildung der westgriechischen Gebirgszonen. Jener äußere Bogen umschlingt das ägäische Massiv als Ganzes, die inneren Faltenzüge stehen ihrerseits in ihrem Verlauf unter dem Einfluß und in Abhängigkeit der angegebenen krystallinen Massive und der untergeordneten krystallinen Kerne, denen sie sich anschmiegen.

Von diesem Gesichtspunkte aus wäre es allerdings höchst wahrscheinlich, daß auch die heute in ihrer Hauptsache im korinthischen Golf untergetauchte Fortsetzung der Kiona und des Parnaß zur Geraneia und zu den attischen Gebirgen hinüberschwingt, daß diese mittelgriechischen Hochgebirge sich also vollständig der osthellenischen Zone angliedern. Die oben

angeführte Unterzone ist ja, wie gesagt, nur als Provisorium gedacht bis zur endgültigen Klärung der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse.

DEPRAT legt die tertiäre Hauptfaltung ins Oligocän, da er die bereits erwähnten Ablagerungen von Kumi, die transgredierend über die älteren Formationen der euboeischen Schichtenfolge übergreifen, für Aquitanien hält. Die Altersstellung der Kumi-Schichten dürfte indessen, wie schon erwähnt, noch nicht sicher feststehen.

Der mitteltertiären Gebirgsbildung ging jedenfalls eine lange Periode der Ruhe und ununterbrochenen Meeressedimentation voraus, denn von der Untertrias bis zum Oligocän fanden keine nennenswerten Gebirgsbewegungen statt; jedenfalls sind keine tektonischen Diskordanzen sichtbar.

Zeitweilige Niveauschwankungen, Hebungen und Senkungen des Meeresbodens kommen indessen in der Facies zum Ausdruck.

Die Intensität der mitteltertiären Faltung äußert sich besonders bei den beiden westlichen Außenzonen. In der ionischen Zone tritt ihr bedeutendes Ausmaß zunächst in der Tendenz zur Überfaltung hervor, wie dies die vielerorts beobachteten nach Westen übergeneigten oder liegenden Falten und Überschiebungen veranschaulichen. Die gebirgsbildenden Kräfte wirkten im Westen in diesem Sinne stellenweise so energisch, daß sie, wie in der Olonos-Pindos-Zone, zur Bildung ausgedehnter Decken führten.

L. CAYEUX war der erste, der auf Grund seiner Untersuchungen auf Kreta die Ansicht äußerte, daß die in der nördlichen Fortsetzung des kretischen Inselbogens gelegenen mesozoischen Gesteine der Olonos-Pindos-Zone überschoben seien. Nachdem A. PHILIPPSON seine Auffassung über das Alter der mesozoischen Ablagerungen der Olonos-Pindos-Zone konform seinen Untersuchungsergebnissen in Nordgriechenland modifiziert und die „Olonoskalke“ bzw. die Schiefer-Hornsteingruppe unter den jüngeren eocänen Flysch und sein unmittelbares Liegende, die Eocän-Kreidekalke, stellte, erhellen seine Profile aus dem Bereiche der Olonos-Pindos-Zone klar die über den eocänen Flysch von Osten her überschobenen mesozoischen Decken. Diesen beiden Forschern gebührt daher gemeinsam das Verdienst, das für die Beurteilung auch des griechischen Gebirgsbaues so wichtige Problem der Decken angeschnitten zu haben.

Die Frage nach der Lage der Wurzelregion der Olonos-Pindos-Decken, eine Frage, die ja auch in den Alpen die größten Schwierigkeiten verursacht, wurde bereits oben ge-

streift. Es läßt sich darüber heute nur so viel sagen, daß der Schub aus dem Osten kam. Die Überschiebung wäre also hier, ebenso wie in den Alpen von der Innenseite des Gebirgsbogens gegen die Außenseite zu gerichtet gewesen.

Im Appennin wird der Vorstoß der Decken von der Seite des Tyrrhenischen Meeres her angenommen; die griechischen und italienischen Decken wären also gegeneinander geschoben.

Unter Zugrundelegung des für die griechische tertiäre Hauptfaltung angegebenen Zeitraums könnte für die Deckenbildung, ebenso wie dies im Apennin angenommen wird, oligocänes und für die Faltung der Schubmassen miocänes Alter möglich sein. Zutreffenden Falles würde man hieraus, ebenso wie aus der Tatsache, daß der Schub aus dem Osten kam, die Möglichkeit ableiten können, daß auch in den ostgriechischen Gebirgen weitere Decken vorgestoßen sind. Nun wurde ja bereits darauf hingewiesen, das in der zentralpeloponnesischen Zone über dem eocänen Flysch Decken auftreten, wobei auch nochmals bemerkt sei, daß die karnischen Halobien- und Daonellenschichten in gleicher Facies den Olonos-Decken und der Argolis bzw. Hydra gemeinsam sind.

In Mittelgriechenland ist vorläufig kein Anhaltspunkt dafür gegeben, daß die Pindosdecken von weiterher geschafft sind, ihre Wurzeln werden zunächst einmal in dem von dem Vortragenden noch nicht bereisten Zwischenraume zwischen Vardussia und den ätolischen Kalkalpen zu suchen sein, wobei noch bemerkt sei, daß die massigen Rudistenkalke des Olonos- und Tsumerka-Gipfels möglicherweise schon einer weiteren Schuppe angehören.

In Attika sind allerdings die einer ursprünglich zusammenhängenden Decke angehörigen Kalke der Hügel von Athen überschoben; das Alter der Kalke ist aber unsicher und somit auch die Zeit des tektonischen Vorganges. Ferner denkt man bei den Grünsteingebieten der osthellenischen Zone schließlich unwillkürlich an die lepontinische Facies der Alpen, die außerdem noch in den Karpathen, in den Transsylvanischen Alpen und in den Apenninen nachgewiesen ist, die griechischen Serpentine sind aber wohl älter.

Das auffallende Abschneiden des Serpentinegebirges am Zygos-Paß im Streichen gegen die Gebirgsglieder des Thessalischen Pindos erklärt sich ebenfalls am besten durch Deckenbildung.

Die Hauptschwierigkeit für das Studium der Deckenfrage in Hellas liegt darin, daß man den Gebirgsbau aus zahlreichen isolierten Fragmenten des durch die jüngere Bruch-

bildung total zerbrochenen und zerhackten Gebirges zu rekonstruieren hat; hierbei ergeben sich naturgemäß viele zunächst noch unüberbrückbare Lücken. Außerdem fehlt in Griechenland zurzeit in den meisten Landschaften eine zur Kartierung genügende topographische Unterlage. Es handelt sich bei den geäußerten Ansichten daher zunächst meist um Hypothesen, wobei auch zu berücksichtigen ist, daß die Deckentheorie selbst in den gründlich erforschten Alpen, wo ein Heer von Geologen tätig ist, immer noch viele ungelöste Probleme in sich birgt.

Wie weit daher die Faciesunterschiede der hellenischen Gebirgszonen auf Rechnung der Decken zu setzen sind, läßt sich heute noch nicht beurteilen. Die ausgeschiedenen Zonen mögen daher einen teilweise provisorischen Charakter tragen, sie zeigen aber doch, in welcher mannigfaltiger Weise sich die nach den ersten Untersuchungen so einheitlich scheinenden Gebirge von Hellas zergliedern. Leider ist die Erforschung der geologischen Verhältnisse des Gesamtgebietes noch immer nicht soweit gediehen, als daß eine Verknüpfung aller dieser zum Teil noch durch weite unbekannte Räume getrennten Gebirgszonen in vollkommener Weise möglich wäre. Vielfach wird eben, wie schon hervorgehoben, der natürliche Zusammenhang der einzelnen Gebirgsglieder durch jugendliche, teils vom einbrechenden Neogenmeer überflutete, teils mit quartärem Schutt und alluvialem Schwemmland bedeckte Einbrüche auseinandergerissen, wodurch einzelne, isolierte Gebirgsfragmente von Inselcharakter entstanden.

Diese Zertrümmerung und hochgradige Zerstückelung des heutigen Gebirges ist das Werk der jungtertiären bis quartären Bruchbildung, die auf die mitteltertiäre Gebirgsaufrichtung folgte. Die Verschiedenheiten des Antlitzes der hellenischen Gebirge beruhen vorwiegend auf den Wirkungen dieser jugendlichen Bruch- und Erdbebenepoche, die neben der Hebung von Horsten bald Längs-, bald Quergräben, Meerengen und Meeresgolfe, Inseln und Halbinseln, Binnenseen und Binnenebenen geschaffen hat. Die letzteren Hohlformen sind vielfach Poljen oder Liwadis, wie sie im griechischen Sprachgebrauch genannt werden. Die jüngere Bruchbildung hat sämtliche in der ursprünglichen Altersstellung der Gebirgszonen vorhandenen Höhenunterschiede umgestaltet. Die höchsten über 2000 m emporragenden Gipfel sind niemals krystallin, wie in den Alpen, sondern meist mesozoisch, häufig sogar der oberen Kreide angehörig, während andererseits, wie bei den vorwiegend karbonischen Randinseln der Argolis und verschiedenen Kykladen-

inseln, sich alte paläozoische bzw. archaische Gesteine als Spitzen eines versunkenen Gebirges nur wenig mehr über den Meeresspiegel erheben.

Hinsichtlich des Alters dieser Bruch- und Horstbildung, sowie der Hebungs- und Senkungsvorgänge bei derselben stimmt der Vortragende mit PHILIPPSON überein. Die Bruchperiode begann vermutlich zum Teil schon während der Hauptfaltung, jedenfalls aber im Miocän, und hielt noch während der Quartärzeit an. Sie dauert, wie die Erdbeben lehren, bis zum heutigen Tage fort. Die Einbrüche durchsetzen, wie schon PHILIPPSON hervorhebt, das Gebirge ohne Rücksicht auf seinen Faltenbau, wobei allerdings die dem dinarischen Streichen parallele NNW- und NW-Richtung, sowie die West-Ost-Richtung dominieren. Die Dislokationen erfolgten daher vielfach im Sinne der Falten-Achsen der vorangegangenen Aufwölbung der Gebirge.

M. NEUMAYR meint nun, wie bereits erwähnt, daß die ostgriechischen Verwerfungen in einem innerlichen Zusammenhang mit der Aufrichtung des Pindos ständen. Es ist ja nun allerdings augenfällig, daß die große Diagonalspalte des ägäischen Archipels, deren Richtung im wesentlichen durch die Außenküsten der Magnesischen Halbinsel und Euboeas bestimmt wird, etwa parallel zu der Achse der westgriechischen Gebirgszonen verläuft; sie verläuft aber im großen und ganzen ebenso gleichsinnig mit dem adriatisch-ionischen Randbruch. Dem Vortragenden erscheint der Parallelismus der großen Archipel-Diagonalspalte und des ionischen Randbruches ein ausschlaggebenderes Moment zu sein, als die übereinstimmende Streichrichtung derselben mit den westgriechischen Ketten. Die in ihrer westlichen Verlängerung die westgriechischen Ketten verquerenden Gräben des korinthischen Golfs und des atalantischen Sundes schließen sich in ihren südöstlichen Teilen derselben Streichrichtung an.

Parallele Anordnung läßt sich auch sonst bei den jugendlichen Bruchlinien wahrnehmen.

Der tief in das Land eindringende Korinthische Golf fällt dem Beschauer jeglicher Karte Griechenlands schon beim ersten Blick ins Auge; er schnürt mit seinem ihn nach Osten fortsetzenden Gegenstück, dem Saronischen Meerbusen, den Peloponnes vom Hauptkörper der südosteuropäischen Halbinsel ab. Durch die Korinthisch-Saronischen Golfe und einen hierzu parallel gelegenen Graben, dem euboeischen Graben, der die langgestreckte Insel Euboea vom mittelgriechischen Festlande löst, und seine westliche Fortsetzung, dem

Spercheiosgraben, wird die Umgrenzung des östlichen Mittelgriechenlands geschaffen. Eine westliche Verlängerung des Spercheiosgrabens würde auf den ambrakischen Einbruch stoßen.

Die Gräben von Korinth und Euboea besitzen in ihren südöstlichen Teilen eine mit den westgriechischen Falten annähernd übereinstimmende Richtung; in ihrer westlichen Verlängerung verlaufen sie quer zu diesen Falten.

Das Gebirgsland des östlichen Mittelgriechenlands wird durch einen weiteren sekundären und gleichfalls etwa parallel verlaufenden grabenförmigen Einbruch, den Kopaisgraben, in zwei Abschnitte gegliedert. Der Kopaisgraben zweigt in der Gegend von Oropos vom euboeischen Graben ab. Sein weiterer Verlauf wird dann bestimmt durch die Niederung von Theben, das Kopaisbecken und das Mavronerotäl. Das den Kopaisgraben vom euboeischen Graben trennende lokrische oder atalantische Gebirge zieht vom Oeta bis in die Gegend von Chalkis und bildet demnach einen Keilhorst. Auch im Kopaisgraben selbst tauchen noch mehrfach Inselhorste auf, so zwischen Theben und Chaeronea.

Der Parallelismus zwischen dem atalantischen Sund, dem Kopaisgraben und den isthmischen Brüchen ist daher ebenso ausgeprägt, wie die reine West-Ostrichtung, welche die Thermopylen mit dem Spercheiosgraben bzw. ambrakischen Graben und den Westen des Korinthischen Grabens beherrscht. Das Ineinandergreifen der W—O- und der WNW—OSO-Richtung bedingt sowohl am Isthmus, wie am Golf von Lamia das abwechslungsreiche landschaftliche Bild.

Vom Korinthischen Graben zweigen sich, abgesehen von den randlichen Staffelbrüchen, nach Osten zu noch fächerartig sekundäre Gräben ab, wodurch sich am Isthmus die drei Inselhorste der Geraneia, des Karydigebirges und des Kythaeron-Parneszeuges herausbildeten, während sich im Golfe von Lamia die drei Horste des atalantischen Lokris, die Westspitze von Euboea und das Othrysgebirge gegenüberstehen.

Hand in Hand mit den Senkungen ging das Aufsteigen der Horste, bei dem junge pliocäne Ablagerungen zu beträchtlichen Höhen emporgehoben wurden.

Der Einbruch des Saronischen Golfs wird von teilweise erloschenen, teilweise auch im Altertum noch tätigen Vulkanen oder jüngeren Ausbrüchen begleitet, wie Krommyonia, Aegina, Methana und Poros, die wohl mit der Vulkanlinie Milos—Santorin—Nysiros innerlich zusammenhängen und auf eine weitere Fortsetzung des Korinthischen Grabenbruchs nach Südosten schließen lassen. Diese letztgenannte Vulkanlinie bezeichnet

auch den Steilabsturz des unterseischen Kykladenmassivs zu dem tiefen kretischen Meeresbecken.

Der Vortragende hat hier an einem Beispiel, nämlich dem östlichen Mittelgriechenland, in großen Zügen die Wirkung der jungtertiären bis quartären Bruchbildung zu erläutern versucht. Zu diesen Hauptbruchzonen kommt dann noch die Schollenzerstückelung im kleinen.

Aber auch sonst tritt überall in Hellas die Abhängigkeit der Berg-, Tal- und Küstenformen von den das Land in vorwiegend west-östlicher Richtung, sowie parallel zum adriatischen Randbruch durchschneidenden jungen Bruchsysteme klar hervor, wobei es sich namentlich im Westen vielfach um streichende Verwerfungen handelt. Auf die gleiche Bruchperiode sind auch die Küstenformen des westlichen Mittelgriechenlands und des Peloponnes, wie die Hauptgrundrisse der insularen Fundamentalsockel zurückzuführen, wobei natürlich die heutigen Küstenlinien in erster Linie durch die Meeresbrandung bedingt werden. Zahlreiche kleinere verzweigte Buchten und enge Meeresstraßen werden mit PHILIPPSON als Erosionstäler gedeutet, die bei der letzten diluvialen Senkung untergetaucht wurden.

Die Brüche sind meist noch so frisch und unausgeglichen, daß z. B. an der Südwestecke des Peloponnes im Zuge des adriatisch-ionischen Randbruches die 3000 m Tiefenlinie bis in unmittelbare Nähe der Küste herantritt; es ist dies einer der größten Steilabstürze, den wir kennen.

Im allgemeinen ergab die fortschreitende Klärung des Baues und der Zusammensetzung der hellenischen Gebirge stetig wachsende Beziehungen zu den Alpen.

Nach den hier zusammengefaßt dargestellten Untersuchungen des Vortragenden wären die griechischen Außenzonen den Dinariden im engeren Sinne unterzuordnen. Die ägäischen Zentralmassive und ihre paläozoischen Umrandungen sind selbständig, mag nun die dinarische Decke mit dem fossilführenden Ober- bzw. Untercarbon oder mit der Untertrias beginnen.

E. SUESS faßt ja, wie bekannt, in seinem Werke „Antlitz der Erde“ die Südtiroler Kalkalpen mit den Faltenketten Dalmatiens, Bosniens, Albaniens als Dinariden zusammen. Er verfolgt die Dinariden als einheitliches Gebirgssystem weiter über den Hauptstamm der hellenischen Halbinsel, an deren südlichem Ende sie nach Kreta umbiegen und sich über den kretischen Inselbogen, nämlich die Inseln Kasos, Karpathos, Rhodos zum kleinasiatischen Festlande d. h. nach den hohen Gebirgen des südlichen Lykiens hinüberwenden.

Nach PHILIPPSON erreichen die Gebirge des kretischen Inselbogens Lykien mit NO-Richtung. Weiter scharen sich die nördlich bis nordöstlich streichenden Ketten der Westfront Kleinasiens und der vorliegenden Küsteninseln im Innern Kleinasiens mit den von Südosten heranreichenden Ketten des Taurus-Bogens.

Leider fehlt es in Kleinasien noch zu sehr an zusammenhängenden Beobachtungen, doch hat neuerdings die Aufklärung des Problems der gegenseitigen Beziehungen der europäischen und asiatischen Gebirge oder, genauer gesagt, der hellenischen Gebirge einerseits und des Taurus andererseits durch die Untersuchungen von F. FRECH im Taurus einen bedeutenden Fortschritt gemacht, allerdings in unerwarteter Weise.

Zwischen den hellenischen Gebirgen und dem Taurus läßt sich nach den Untersuchungen des Vortragenden in Griechenland und von F. FRECH im Taurus kein näherer Zusammenhang konstruieren. So klafft zwischen dem Untercarbon und der Oberkreide im Taurus eine gewaltige Sedimentationslücke, die in den hellenischen Gebirgen, wo alle dazwischenliegenden Formationen nachgewiesen sind, in vollkommener Weise ausgefüllt wird. Im Taurus transgrediert die Oberkreide direkt über Kohlenkalk.

Die griechischen Falten setzen sich nicht nach Osten fort, sondern umschlingen das ägäische Zentralmassiv; die im Westen und Süden des Kykladenmassivs nachgewiesenen Sedimente der Randgebirge dürften auch auf der entgegengesetzten Seite wiederkehren, wie dies bereits von Kos und Chios bekannt ist. Wohl aber läßt sich der Gebirgstypus des Taurus weiter nach Osten, zum Iranischen Hochland usw. verfolgen.

Alles in allem ist daher die Unabhängigkeit der Tauriden von den Dinariden bzw. den osthellenischen Gebirgsgliedern gewährleistet, es liegen vollkommen verschiedene Gebirgssysteme vor.

Es sei noch erwähnt, daß auch die nordanatolischen Gebirge mit den gegenüberliegenden europäischen Gebirgen nichts gemeinsam haben. Nach einer vorläufigen hypothetischen Annahme handelt es sich daher wohl um zwei mit der Außenseite gegeneinandergerichtete verschiedenartige Gebirgsbogen, die gegeneinander abstoßen, doch ist der Zwischenraum zwischen den beiden Gebirgssystemen zurzeit noch zu unbekannt, um in eine genauere Erörterung der tektonischen Verhältnisse dieser Grenzregion eintreten zu können.

Herr A. TORNQUIST spricht über die **Tektonik Deutschlands und die Beziehung geophysikalischer Verhältnisse und der Ausbreitung der Erdbebenbewegungen zu dieser Tektonik.**

In Europa stehen sich tektonisch, stratigraphisch und geophysikalisch zwei große Gebiete gegenüber, deren Verschiedenheit seit der präcambrischen Zeit deutlich hervortritt. Es sind das der osteuropäische Schild und das westeuropäische Faltengebiet, welche durch eine Linie Malmö-Köslin-Bromberg-östlicher Karpathenrand-Sereththal getrennt werden. Diese Linie ist nicht nur die wichtigste geotektonische Linie Europas, sondern sie ist eine Linie von großer Bedeutung für die geophysikalischen Äußerungen der Erde. Die Verteilung des Erdmagnetismus ist im Westen von ihr eine ganz andere als im Osten, und deutlich prägt sich diese Linie auch in der Ausbreitung der Erdbebenbewegung aus. Das soll im folgenden gezeigt werden.

Wir wissen von diesem „osteuropäischen Schilde“, daß es zur präcambrischen Zeit eine wahrscheinlich regionale, von SO nach NW gerichtete Faltung erfahren hat, welche sich weithin nach Westsibirien verfolgen läßt und der sajanischen Auffaltung des Amphitheaters von Irkutsk entspricht. Wir wissen, daß dieser große Schild seiner Hauptsache nach nur unvollständige Sedimentierung seit paläozoischen Zeiten erhalten hat. Größere Transgressionen breiteten sich allein zu den Zeiten größter Meeresausbreitung über große Teile des Schildes aus.

Neben Silurschichten sind es allein marines Mittel- und unterstes Oberdevon, ferner oberes Untercarbon, ferner Perm-schichten des Paläozoikums, welche unter Ausfall des Unter- und oberen Oberdevons, des unteren Unter carbons und im Norden des oberen Ober carbons zur marinen Ablagerung gelangten. Das Mesozoikum beginnt in weiterer Ausbreitung erst mit dem oberen Dogger, die Kreide in großen Gebieten erst mit dem Cenoman, das Tertiär mit oberstem Eocän und verschwindet zur Mittel-oligocänzeit. Trias fehlt anscheinend vollständig, unterer Jura und untere Kreide sind nur in bestimmten Gebieten verbreitet und auch nur in beschränkten Gebieten des Schildes zur Ablagerung gelangt. Zwischen diesen verschiedenen Transgressionen liegen lange kontinentale Zwischenzeiten auf dem Schilde, kein Wunder, daß zwischen den einzelnen transgredierenden Schichtgliedern ungleichförmige Lagerung herrscht. Im Westen des Schildes, in dem östlich der Weichsel ge-

legenden Anteil desselben läßt sich aber feststellen, daß der Schild, wenn auch keine Faltung oder Zerstückelung, so doch erhebliche Senkungen, welche nach bestimmten Richtungen zunehmen, erfahren hat. Die Tiefbohrungen in Ostpreußen zeigen deutlich, daß sich im deutschen Anteil des Schildes die fast überall vorhandene Kreidedecke nach Süden neigt, und daß diese Neigung zur Tertiärzeit eingetreten ist. Trotzdem die Kreide bei Heilsberg 130 m tiefer liegt als bei Königsberg und 250 m tiefer liegt als an der Memelmündung, ist sie doch überall in gleicher Mächtigkeit ausgebildet und beginnt überall mit Cenoman. Eine noch stärkere Neigung zeigen aber die Juraschichten (bei Heilsberg 500 m tiefer als in der Memelniederung), die aber trotzdem sowohl im Norden als auch im Süden mit der Bathonien Transgression in mariner Ausbildung beginnt. Eine noch stärkere Neigung ist schließlich jedenfalls den Permschichten eigen, wenn zu ihrer zahlenmäßigen Erfassung auch vorerst eine Bohrung im Süden von Königsberg noch fehlt. — Diese gesamte ungleichförmige oder wohl auch schwach diskordante Schichtenlagerung ist nur unter der Annahme einer vielleicht postpermischen, jedenfalls einer sicheren oberjurassischen, alteretaceischen und alttertiären Absenkung nach Süden stets in annähernd gleichem Sinne aufzufassen.

Man wird diese weiten regionalen Bewegungen aber eher als epirogenetische Senkung denn als gebirgsbildenden Vorgang bezeichnen wollen. Für diesen großen osteuropäischen Schild ist außerdem das Fehlen jeglicher tertiärer und post-silurischer Effusivgesteine charakteristisch, welche sich in den westlichen Gebieten, zum Teil in beträchtlicher Ausbreitung vorfinden. Jüngere Verwerfungen sind ferner in Nordsüdrichtung bekannt und in Ostwestrichtung wahrscheinlich. Sie besitzen aber offenbar nur geringe Sprunghöhe. Die Grenze des Schildes ist nach NW sehr scharf gegen die dort aufgeschobenen caledonischen Falten und im Süden gegen die gegen ihn gefalteten kaukasischen Gebirgsketten begrenzt. Im Osten oder Südosten ist der Schild dagegen an einer Linie gelegen, deren große Bedeutung erst im Laufe der letzten Jahre erkannt worden ist. Diese Linie verläuft von Schonen-Bornholm - Köslin - Bromberg nach Südosten durch Russisch-Polen zwischen der Lysa gora und dem Gebirge von Sandomirz hindurch. Besonders das in größtem Maßstabe aus der Tiefe heraufgebrachte Zechsteingebirge von Bromberg verrät einen wesentlich anderen Gebirgsbau dieser im Westen der Weichsel folgenden Zone; ein Blick auf die Karte von Russisch-Polen

und von Schonen, dem fremdartigen Appendix von Skandinavien mit seinen Basalten, läßt weiterhin diese wichtige Strukturlinie Europas erkennen. Noch weiter südlich sind die Karpathenketten, welche hier einen ausgesprochen NW-SO-lichen Verlauf annehmen, wiederum ebenso wie die caledonischen Falten gegen den Schild geschoben, ohne daß die Faltung auf dem letzteren selbst übergreift. Während der osteuropäische Schild nun am Karpathenrand an die alpinen Faltenzüge stößt, ist demselben weiter nördlich ein Gebiet vorgelagert, in dessen Untergrund das armorikanisch-varistische Gebirge erkannt worden ist. Auch dieses Gebirge hat ähnlich den tertiären Karpathen zurzeit seiner Auffaltung im Jungpaläozoikum vor der Stirn des Schildes eine Umschwenkung nach SO erfahren, ohne in den Schild selbst einzugreifen. Diese carbonischen Falten haben sich dabei wohl kaum nördlich Bromberg ausgedehnt. Wie die Lagerung der altpaläozoischen Schichten weiter nördlich im Untergrunde Norddeutschlands beschaffen ist, wissen wir nicht. Aus der in den Ardennen festgestellten caledonischen Diskordanz zwischen Silur und Devon, aus der alten Faltung in Schonen können wir aber vermuten, daß hier im Untergrund caledonische Faltung nicht fehlen dürfte. Mit dem nördlichen caledonischen Überschiebungssystem dürfte sich in der Nordsee vielleicht ein südlicher, nach SO streichender anderer caledonischer Gebirgszug geschart haben, der schon viel früher als die Alpen zur Tertiärzeit, als das armorikanische Gebirge zur Mittelcarbonzeit, seinerseits vor dem Erreichen des Schildes nach Südosten umgebogen ist.

Die außerordentliche Bedeutung des Südwestrandes des osteuropäischen Schildes für die gebirgsbildenden Vorgänge Europas seit der altpaläozoischen Zeit, tritt aus dieser kurzen Betrachtung klar hervor. Nicht nur die Umbiegung der Alpen, wesentlich zur Tertiärzeit, auch die der sogen. nördlichen Altaiden von SUESS (der varistischen Züge) zur Mittelcarbonzeit, ja wahrscheinlich auch der südlichen Caledoniden zur Unterdevonzeit, ist an dieser Linie erfolgt. Das hohe Alter und die große Bedeutung des Südwestrandes des osteuropäischen Schildes tritt hieraus sehr deutlich hervor. Ich glaubte schon im Jahre 1907, als ich auf die Bedeutung dieser Schildgrenze aufmerksam wurde, ihre Fortsetzung im Nordwesten in der vulkanischen Zone der Schetlands, der Fär Öer und Islands suchen zu sollen und diese Vulkangebiete als die Interferenzgebiete der südwestlichen Schildgrenze und dem großen caledonischen Zuge in der At-

lantis anzunehmen. Rezente geotektonische Ereignisse scheinen dieses zu bestätigen. Dagegen verfolgte ich die Grenze nach SO bis nach Rumänien hinein, wo SIMIONESCU schon im Jahre 1901 die Spuren des Schildes am Pruththal wieder auftauchen sah.

In mesozoisch-känozoischer Zeit sind nun allerdings in dem dem Schilde vorgelagerten Gebiete nördlich der Karpathen jüngere Bewegungen erfolgt, welche die älteren wesentlich überdeckt haben. Wir wissen, daß von der Weichsel bis zur Werra und Ems in den mesozoischen und jungpaläozoischen Schichten Bewegungen ausgelöst sind, welche in Form von Faltungen und Verwerfungen dem Untergrunde ein ganz besonders eigenartiges Gepräge geben. Erst im Laufe der letzten fünf Jahre ist es an der Hand der zahlreichen Tiefbohrungen möglich geworden, einen Überblick über die Tektonik des prädiluvialen Untergrundes Norddeutschlands zu erlangen. Lange Zeit hat man nur von Verwerfungen in SO-NWlicher Richtung gesprochen, auch SUESS hat in seinem Schlußbände nur Verwerfungen anerkannt und die älteren unter dem Diluvium erbohrten Schichtstufen als Horste angesehen. Ich möchte den Angaben in der Literatur gegenüber hervorheben, daß ich bereits im Jahre 1905 an dem Aufbau des prädiluvialen Untergrundes an der Aller — wie es allein LACHMANN anerkannt hat — von einem Schichtensattel, der sich bis über Bremen, ja bis Oldenburg, hinzieht, gesprochen habe. Die damals in Norddeutschland arbeitenden Geologen haben sich dann unter der Führung von BEYSLAG¹⁾ im Jahre 1907 zur Anerkennung von Sättel und Mulden im norddeutschen Untergrunde entschlossen. STILLE hat seither vor allem den von Verwerfungen zerrissenen Faltenbau des mesozoischen Untergrundes Norddeutschlands aufgeklärt. Das eigenartige Bild, welches sich in Norddeutschlands Untergrund seither enthüllt hat, zeigt eine große Anzahl vorwiegend von SO nach NW, aber auch bis nahezu von N nach S verlaufender Auffaltungen, welche nicht zu einem Gebirge, sondern wie v. KOENEN zuerst aussprach, zu Versenkungsbecken gegenüber den in höheren Lagen stehengebliebenen Resten der armorikanischen Faltenzüge geführt haben. Ich habe die Erscheinung dieser Faltung als „saxonische Faltung“ am besten zu bezeichnen geglaubt.

Nach den von STILLE u. a. gegebenen Profilen wird man eine Faltung des Mesozoikums m. E. nicht mehr bezweifeln

¹⁾ Deutschlands Kaliindustrie 1907.

können, wenn auch das infolge der Brüche und Faltung offenbar verbreitete Empordringen der in den Tiefen liegenden Zechsteinsalze an den Bruchlinien im Sinne der Ekzeme LACHMANNs hier zu weiteren, sehr bemerkenswerten Eigentümlichkeiten geführt hat. Die Anschauungen, welche aber allein Schollenbau und nur Brüche in Hannover und Braunschweig gelten lassen und andere Anschauungen, welche die Sattelstellung der Schichten nur auf das Empordringen des Zechsteinsalzes aus Brüchen zurückführen, scheinen mir nicht genügend überzeugend zu sein, da in weiterer Entfernung von den Sattellinien noch die Sattelstellung in den Trias — und Jura — und in geringerem Maße in den Kreideschichten konstatiert werden kann; die regelmäßige Folge von Aufsattelungen und Muldenbau im NO des Harzes scheint mir ferner eine charakteristische Bildung eines schwach gefalteten Gebietes zu sein.

Ich habe das Gebiet — in der später zu besprechenden Ausdehnung — dieser Faltung als „saxonisches Faltungsfeld“ bezeichnet, indem die Benennung saxonisch diese eigentümliche Bruchfaltung, welche teils in hercynischer (SO—NW-licher), teils in anderer bis nordsüdlicher Richtung in Norddeutschland verläuft, erfassen will.

Mit dem Ausdruck Faltungsfeld habe ich dagegen den Unterschied dieses saxonisch bewegten Gebietes gegenüber einem Faltungsgebirge feststellen wollen. Den Ausdruck Versenkungsfeld halte ich für das ganze große Gebiet nicht geeignet, da wenigstens im Osten Norddeutschlands gegenüber dem Schilde eine Versenkung des Faltungsfeldes nicht ersichtlich ist. Eine ganz besondere Faltung ist die saxonische aber auch deshalb, weil sie während des Mesozoicums und Känozoicums in gleichem Sinne anhielt und die Sedimentierungen, welche nach den einzelnen Faltungszeiten folgten, die durch die Bewegungen erzeugten Niveauunterschiede im Felde wenigstens im großen Maße wieder bald ausglich. STILLE erkannte, daß eine kimmerische Faltung am Schlusse der Jurazeit, eine Heraushebung bestimmter Teile zur frühsenonen Zeit und eine weitere Faltung zur Alttertiärzeit und zwar vor-oligocän eintrat. Mit Ausnahme der frühsenonen Heraushebung sind die Bewegungen Saxonien also den Bewegungen des Schildes gleichaltrig und müssen mit ihnen in genetische Beziehung gebracht werden. Anzeichen weisen aber darauf hin, daß diese Bewegungen auch noch diluvial und sogar post-diluvial angehalten haben. Es sind das DEECKES und KEILHACKs Beobachtungen auf Rügen JENTZSCHs Beobachtungen

im Diluvium von Brandenburg, Posen und Westpreußen. Vielleicht lassen sich Beweise für rezente saxonische Bewegungen auch aus heutigen Erdbebenvorgängen ableiten.

Es ist nun andererseits immer klarer hervorgetreten, daß diese saxonischen Bewegungen eine Linie, welche vom Südwestrand des Teutoburger Waldes, südlich des Thüringer Waldes bis zum bayrisch-böhmischen Grenzgebirge zu ziehen ist, nicht überschritten haben, hier am äußersten Südwestrand aber mit besonders intensiven Bewegungen, in Form inverser Verwerfungen — für welche der Ausdruck Überschiebungen nicht ganz berechtigt ist — einsetzten, welche BÜCKING im Südwesten des Thüringer Waldes und ROTHPLETZ am Rand des Bayerischen Waldes feststellte. Nur bis zu dieser Linie ist das saxonische Faltungsfeld auszudehnen. STILLE hat erkannt, wie die zwischen den Mittelgebirgsstöcken liegenden Mulden durch starke Faltung und vollständige Sedimentierung gegenüber den ersteren ausgezeichnet sind. Dies ist natürlich nur denkbar, wenn die Mittelgebirgsstöcke das Maß des Zusammenschubes an ihren saxonischen Rändern durch besonders intensive Bewegungen, welche, wie am nordöstlichen Harzrand zu Überkipnungen führen können, wieder einholen, während in ihnen selbst die saxonische Kraft weniger ausrichten konnte. Im Westen des saxonischen Faltungsfeldes folgt dann die westeuropäische Masse, vor allem als „rheinische Masse“, in der die paläozoischen Gebirgszüge in besserem Zusammenhang noch vorliegen, in welcher vor allem posthume permische und z. T. posttriadische (Lothringen) Faltungen genau im Sinne des carbonischen Gebirges, also von OSO nach WNW zu erkennen sind. Hier in diesen Teilen spielen N—Sliche Bruchsysteme eine besondere Rolle. In der norddeutsche Tiefebene gehört hierher die Kreideplatte von Münster, sowie die nieder-rheinische Tiefebene, mit ihr aber der ganze südliche und mittlere Teil von Holland. Sowohl saxonisches Faltungsfeld als auch die osteuropäische Masse sind durch jüngere Effusivgesteine, besonders Basalte, ebenso wie durch reichliche jung- und altpaläozoische Eruptiva ausgezeichnet.

Hier in Westeuropa sehen wir auch deutlich, wie sich die großen Gebirgszüge Europas, das caledonische, das armorikanische und das circummediterrane nach und nach von N nach S aneinandergelegt haben, indem sich das jeweils jüngere Gebirge über beträchtliche Teile des älteren aufschob, so daß sich das in der oberbayrischen und schweizerischen Hochebene begraben liegende Südstück des carbonischen Gebirgszuges

unter den nordalpinen Deckschollen bis in die Zentralalpen verfolgen läßt und sich die posthume permische Faltung in den Ardennen über die südlichen Züge der caledonischen Faltung hinzog.

Den ganzen Süden Europas bildet die ungeheuer stark zusammengeschobene mesozoische mediterrane Geosynklinale.

Aus diesem Überblick erkennen wir deutlich, daß sich in Europa vor allem zwei große Einheiten berühren, das seit dem Präcambrium ungefaltete Schild Osteuropas einerseits und das mediterrane Faltengebiet samt den ihm nördlich vorgelagerten paläozoischen Faltungsgebieten Westeuropas andererseits. Da die Begrenzung beider an einer der präcambrischen Faltung parallelen NW—SO-Linie erfolgt, können wir diese Linie auch sehr wahrscheinlich als eine uralte ansehen, welche in ihrer Anlage sehr nahe Beziehungen zur präcambrischen regionalen Faltung besitzt. Ich stehe deshalb nicht an, die Grenzlinie von Ost- und Westeuropa, d. h. die Linie Malmö—Köslin—Bromberg—Sandomir—Sereththal als die wichtigste tektonische Linie Europas für die ganze Zeit der geologischen Überlieferung anzusehen.

Eine Bestärkung dieser Anschauung erblicke ich in der Bedeutung, welche diese Linie nicht nur in der Tektonik der den Geologen zugänglichen Oberflächengesteine besitzt, sondern in dem verschiedenen geophysikalischen Verhalten der Erdteile beiderseits der erwähnten Linie, welche auch auf Unterschiede in großer Erdtiefe hinweist.

So ist besonders auffallend die ganz verschiedene Verteilung des Erdmagnetismus in West- und Osteuropa, worauf ich schon im verflossenen Jahre aufmerksam gemacht habe (Sitzungsber. d. Kgl. Akad. 1911, S. 822), ferner sind aber zum Verständnis des Gegensatzes beider Teile jedenfalls die jüngsten Erdbebenvorgänge von noch größerem Interesse.

Wir haben in den verflossenen Monaten April, Mai, Juni nach längerer Ruhe eine Zeit einer außerordentlich starken Seismizität durchgemacht, welche bemerkenswerter Weise durch besonders zahlreiche Bewegungen auf von SO nach NW gerichteten tektonischen Linien ausgezeichnet waren.

Die Beobachtungen einer größeren Anzahl von Erdbebenstationen lassen wichtige Ausblicke auf diese Vorgänge zu, welche uns vielleicht eine vollkommen neue Erkenntnisbahn für das Verständnis des geotektonischen Baues größerer Gebiete eröffnen können. Es sind für die folgenden Ausführungen die Registrierungen der Erdbebenstationen Pulkowa und Königsberg (Groß-Raum) auf dem osteuropäischen Schilde, Hamburg

und Breslau auf dem saxonischen Faltungsfeld, Göttingen nahe dem Westrand des saxonischen Gebietes inmitten älterer Gebirgshorste (Harz, Culm in der Tiefe des Eichsfeldes, Devonaufschluss von Soden usw.), ferner Aachen, Straßburg auf der westeuropäischen Masse und Laibach im zirkummediterranen Gebirge als die brauchbarsten benützt worden. Diese Stationen haben alle erstklassige selbstregistrierende Seismographen. Es muß ferner bemerkt werden, daß die Resultate wesentlich gefördert wurden durch die tägliche andauernde Beobachtung unserer Groß-Raumer Station und durch den engen Beobachtungsaustausch mit den anderen Stationen.

Die verflossenen Monate April, Mai, Juni waren nun vor allem durch eine Anzahl eng begrenzter kleiner Lokalbeben ausgezeichnet und zwar sowohl auf dem osteuropäischen Schilde als auch auf dem saxonischen Faltungsfeld und mit diesem im Zusammenhang stehend in entfernteren Gebieten, deren geotektonischer Zusammenhang mit unseren vorläufig als nicht sichergestellt anzusehen ist und schließlich solchen, welche in keinerlei direkter geotektonischer Beziehung stehen. Diese letzteren können wir als zunächst nicht in Betracht kommend von unserer Betrachtung ausschließen, es sind das vor allem die großen Beben vom 25. April in Buchara, 11. Mai im Indischen Ozean, 23. Mai bei den Maladiven, am 25. Mai bei Singapore und am 1. Juni wiederum in Buchara.

Von Interesse sind dagegen für uns in erster Linie ein sehr kleines Beben auf dem osteuropäischen Schild am 7. Juni, ein kleines Beben am 15. Juni auf dem saxonischen Faltungsfeld, ein katastrophales Erdbeben am 6. Mai in Südwest-Island, ein starkes Beben am 25. Mai in Rumänien und die am 19. und 21. April in Ithaka und Kephallonia stattgehabten größeren Beben.

Diese verschiedenen Beben machten sich auf den oben genannten Stationen in sehr verschiedener Weise bemerkbar. Die Stärke der wahren Bodenbewegung war dabei keineswegs in erster Linie von der Herdentfernung der einzelnen Stationen abhängig, wohl aber in deutlicher Weise von der geologischen Struktur des Herdgebietes und der Beobachtungsstation und der zwischen beiden gelegenen Gebiete¹⁾.

¹⁾ In gewissem Masse allerdings auch von den Untergrundverhältnissen der Beobachtungsstationen; so zeigt Hamburg über sehr mächtigem lockeren Diluvium und Tertiär gelegen stets auffallend große Bodenbewegungen.

Ja, die Unterschiede der wahren Bodenbewegungen zeigen so außerordentlich konstante Abweichungen von dem Verhältnis der Herdentfernungen, daß hier geostrukturelle Unterschiede der verschiedenen Gebiete sofort erkennbar sind. Es ist hierbei zu bemerken, daß die interessantesten Aufschlüsse durch sehr kleine Lokalbeben gewonnen werden, welche an und für sich schon eine geringe Ausbreitung zeigen und von den meisten Stationen nicht registriert werden; bei stärkeren allgemeiner registrierten Beben muß der Vergleich der Beträge der wahren Bodenbewegung natürlich zunächst auf die Oberflächenwellen beschränkt werden, da diese a priori in engere Beziehung zu der Struktur der sogenannten Erdkruste stehen müssen als die auf direktem oder reflektiertem Wege durch den Erdkörper verlaufenden Vorläufer. Aus dem Seismogramm der Oberflächenwellen, der sogenannten „langen Wellen“ wurde nur die Größe des Maximums, d. h. die größte wahre Bodenbewegung desselben Bebens an den verschiedenen Stationen verglichen und so folgende Resultate gewonnen.

Das Isländische Beben vom 6. Mai wurde weitaus am stärksten im östlichen saxonischen Gebiet aufgezeichnet: In Breslau mit 1 mm in der O—W- und 0,78 in der NS-Komponente, in Hamburg ist 0,62 und 0,68 mm Bodenbewegung, dann in Königsberg mit 0,57 und 0,43 mm, dagegen erheblich schwächer in Göttingen und sehr viel schwächer in Aachen, Pulkowa, Laibach und Straßburg; so ist daraus eine sehr starke Beeinflussung der östlichen saxonischen Gebiete und des Südwestrandes des osteuropäischen Schildes zu konstatieren. Das Rumänische Beben vom 25. Mai wurde weitaus am stärksten in Breslau und Königsberg und viel schwächer in Hamburg, Aachen, Pulkowa, Göttingen und Laibach registriert. Ich erblicke hierin einen Beweis für die engen geotektonischen Beziehungen zwischen Island und Rumänien zur Grenzzone des großen osteuropäischen Schildes und des westeuropäischen Faltengebietes. Beide Bewegungen dürften in den Endgebieten der großen skizzierten tektonischen Linie stattgefunden haben. Die Bewegung auf Island hat eine kleinere reife Spannung auf der alten Linie in Rumänien zur Auslösung gebracht. Die Ansicht, daß die Grenze West- und Osteuropas aber auch wesentlich für die Ausbreitung der Erdbebenbewegungen ist, erfährt eine Bekräftigung durch die zentraleuropäischen Bewegungen am 7. und 15. Juni. Am 7. Juni wurde in Königsberg eine kleine Lokalbewegung mit der typischen kleinen Periode (3) beobachtet, diese Bewegung auf dem südwestlichen Rande des Schildes

wurde in Saxonien weder in Breslau noch in Hamburg registriert, wohl aber in Pulkowa im Innern des Schildes. Es wurde daraufhin am 15. Juni eine Lokalbewegung bei Breslau ausgelöst, welche wiederum nicht auf dem Schild in Königsberg noch in Pulkowa, wohl aber in Hamburg und Straßburg registriert wurde. Wahrscheinlich haben auch die vorhergehenden Tage kleinere saxonische Bewegungen gebracht.

In diesen Tagen (am 8. Juni 1912) erfolgte der erste plötzliche Wassereinbruch in das Salzbergwerk Jessenitz, welches in einem saxonisch aufgefalteten Salzsattel in Mecklenburg gelegen ist und allerdings schon lange Laugenzuflüsse hatte; ein zweiter Wassereinbruch sollte bald darauf (am 25. Juni 1912) offenbar durch nunmehr sehr schnell weiter fortgeschrittene Auslaugung — zum vollständigen Ersaufen des Bergwerkes führen. Wenn auch der Zeitpunkt des ersten Wassereinbruches selbst nicht als saxonische Bewegungen von den Seismographen registriert worden ist, so daß der exakte Nachweis für eine geotektonische Ursache des Einbruches fehlt, so muß aus dem Zeitbilde der derzeitigen Beben doch an eine solche Ursache gedacht werden. Die Vorstellung, daß registrierte saxonische Bewegungen selbst wieder kleine und kleinste reife Lokalspannungen zur Auslösung bringen können, und daß bei einer wiederholten stärkeren Bewegung ein Schwarm von sekundären, tertiären usw. Relaisbewegungen ausgelöst werden, besitzt durchaus nichts Befremdliches.

Schwieriger zu erklären sind dagegen die genannten Vorgänge vom 19. und 21. April auf Ithaka und Kephalaria; beide lösten die stärksten Bewegungen in Hamburg, Laibach und Königsberg aus, während Göttingen, Pulkowa, Aachen, Straßburg schwächer erschüttert wurden, vielleicht auch Breslau, doch lag hier am 19. April leider eine instrumentale Störung vor. Diese Beobachtungen scheinen die Bewegung an den NW—SO-Falten Westgriechenlands ebenfalls zu den saxonischen Linien in gewisse Beziehungen zu bringen, welche aus unseren heutigen geotektonischen Auffassungen heraus vorläufig schwer verständlich sind.

Die Erweiterung der Erdbebenforschung verspricht eben weiterhin wichtige Aufschlüsse über die Natur der geotektonischen Ereignisse.

Eine Fülle von ganz neuen Problemen stellt sich uns jedenfalls entgegen, sobald wir sehen, wie erkannte geotektonische Unterschiede eines Erdteiles in der geophysikalischen Differenzierung wiederspiegelt werden.

Die Diskussion wird mit Rücksicht auf die vorgerückte Zeit auf Sonnabend verschoben.

Schluß der Sitzung 2 $\frac{1}{2}$ Uhr.

V. W. O.

JAEKEL. KRENKEL. WILKENS. WEPFER.

Protokoll der Sitzung vom 10. August 1912.

Beginn 10 $\frac{1}{2}$ Uhr.

Vorsitzender Herr FRECH.

Herr L. MILCH sprach über **paläozoische Eruptivgesteine aus dem Taurus**, deren nähere Beschreibung an anderer Stelle erfolgen soll.

Die von Herrn FRECH gesammelten Gesteine entstammen zum größten Teil Tunnelbauten und frischen Aufschlüssen des Bahnbaus und sind daher teilweise ganz frisch, teilweise nur wenig verwittert; sie stehen längs einer 20 km langen Bahnstrecke an. Die ersten 10 km werden beherrscht von typischen Ergußgesteinen, Augitporphyriten und Pyroxen-Amphibolporphyriten, die deckenförmig mit ihren Tuffen den paläozoischen Schiefen und Kalken eingeschaltet sind und wenig Anzeichen eines stärkeren Gebirgsdruckes erkennen lassen. Auf sie folgt ein durchaus abweichend gestalteter, stark dynamometamorpher Amphibolit, dessen Entstehung aus einem basischen Eruptivgestein sich gerade noch erkennen läßt; weiterhin ändern die Eruptivgesteine ihren Charakter und erscheinen als Intrusivgebilde, die keine dynamischen Einwirkungen aufweisen. Ob in diesen Gebilden, Quarzdiabasen und autallotriomorphkörnig struierten Hypersthen-Plagioklasgesteinen, wirklich Intrusivgesteine oder nur die Stiele effusiver Decken vorliegen, vermag die petrographische Untersuchung nicht zu unterscheiden. (Die besprochenen Schliffe wurden durch das Projektionsmikroskop vorgeführt und erläutert.)

Hierauf beginnt die auf heute verschobene Diskussion zu dem Vortrage des Herrn TORNQUIST über die Tektonik

Norddeutschlands. An ihr beteiligen sich die Herren LACHMANN, POMPECKJ, JAEKEL, FRECH, DEECKE, BÄRTLING, TORNUST.

In der Diskussion zu dem Referat von Herrn TORNUST über den Gebirgshau Norddeutschlands führte R. LACHMANN das Folgende aus: In der tektonischen Literatur über Norddeutschland hat man bis vor wenigen Jahren bei Bezeichnungen, wie Falten, Sättel und Mulden lediglich beschreibend, nicht erklärend vorgehen wollen. Erst STILLE hat mit diesen Begriffen einen spezifisch genetischen Sinn verbunden, nämlich den eines durch horizontale gebirgshildende Kräfte hervorgerufenen Deformationsbildes, einen Sinn, welcher in Widerspruch steht mit den Deutungen in E. SUESS' letztem Bande des „Antlitz der Erde“.

Der Einwand von SUESS gegen eine Entstehung der Gebirgshau in Norddeutschland durch horizontale Schubkräfte geht dahin, daß der Parallelismus zwischen den Senkungsbrüchen und den großen Deformationsformen nur im Sinne einer Integration der Senkungstreifen zwischen den streichenden Brüchen zu den großen Versenkungsbecken (des Ith-Hils usw.) auslegbar seien.

Beim Übergang zu einer genetischen Deutung empfiehlt es sich, die Begriffe möglichst scharf zu fassen. Eine Falte in der Erdrinde muß gewissen Gesetzen der Mechanik Genüge leisten, die besonders von SMOLUCHOWSKI entwickelt worden sind.

Nach diesem Autor sind es modifizierte Sinusoiden, welche in dem Querprofil von Faltengebirgen gefunden werden müssen, und die in der Tat sowohl im Jura, wie beispielsweise im westfälischen Steinkohlengebirge dem Gebirgshau zugrunde liegen.

Andrerseits haben wir in Senkungsgebieten neben den Brüchen hauptsächlich Deformationskurven nach Art der Kettenlinie zu erwarten. Es sind im mitteldeutschen Gebirge derartige Profile in gutstudierten Gebieten vielfach vorhanden.

STILLE meint¹⁾, daß das Vorhandensein eines varistisch gefalteten Untergrundes sowie die Präexistenz der großen Horste die Entwicklung einer Normalfaltung verhindert habe. Aber ein jedes Faltengebirge besitzt mindestens im krystallinen Untergrunde einen vorher gefalteten Boden, der offenbar dann kein Hindernis für Falten bildet, wenn eine Einebnung vor

¹⁾ Die Faltung des deutschen Bodens. Kali 1911, Heft 16.

Ablagerung der zu faltenden Elemente eingetreten ist. Eine solche hat aber für die mitteldeutschen Alpen bereits zur Dyaszeit sich eingestellt.

Die Horste haben sich gleichzeitig mit den durch Faltung erklärten STILLESchen Synklinalen gebildet. Auch wäre — die Berechtigung des zweiten Einwands zugegeben — nur eine Virgation der parallel zum Uferrand, also von Osten nach Westen streichenden und in Abständen von etwa 20 km verlaufenden Falten zu erwarten, welche in STILLES rheinischer Tiefe und in der Richtung des Halberstädter Beckens in konvexen Bögen auslaufen würden.

Man vermißt auch die horizontale Verkürzung der Erdoberfläche, welche die Folge einer jeden wirklichen Faltung sind. Im Gegenteil zeigen die STILLESchen Profile durch die südliche Egge, daß hier westfälische Kreidemulde und das östliche Eggevorland durch die angebliche Faltung voneinander entfernt wurden.

Es bedarf noch weiterer Untersuchungen, ob nicht die kleineren tektonischen Merkmale des Halberstädter Beckens nach dem Schema der MOESTaschen „Akkomodations-Faltung“ durch lokale Aufbauchungen der als Ganzes absinkenden größeren Beckenmasse erklärt werden müssen. Redner neigt der Ansicht zu, daß Elm, Huy und Fallstein besser als kleinere Horste nach Art des größeren Harzes erklärt werden können.

In Faltengebirgen pflegt die tektonische Kurve entgegengesetzt der Schwerekurve zu verlaufen. Dagegen ist in Norddeutschland, wie in allen typischen Schollengebirgen, ihr gleichsinniger Verlauf festgestellt.

Nach allen diesen Erwägungen dürfte es geboten sein, bei einer genetischen Deutung des Deformationsbildes in Norddeutschland gegenüber der STILLESchen Auffassung von der Existenz eines Faltengebirges den E. SUESSschen Begriff eines differenziellen Senkungsfeldes zu bevorzugen, wie der Vortragende an anderer Stelle ausführlich dargelegt hat¹⁾.

Herr JAEKEL: Zu den Darlegungen des Herrn TORNQUIST möchte ich bemerken, daß mir das Wesen und die Begründung der „saxonischen“ Scholle nicht recht klar geworden ist. Was wir in unserem Gebiete hier sehen, sind Brüche, die vorwiegend von Nordwest nach Südost ziehen und mit Brüchen im erzgebirgischen Streichen kombiniert sind.

¹⁾ Der Salzantrieb, Halle 1911, S. 83—123.

Die Brüche, die wir in den Rügener Kreideschichten so deutlich vor Augen haben, setzen allem Anschein nach tief in die norddeutsche Ebene hinein fort. Die isolierten Horste älterer Gesteine, die uns an vielen Punkten Pommerns entgegentreten, die Salzquellen, die nach DEECKES Feststellungen an gleichgerichtete Züge gebunden sind, wie sie auch G. GEINITZ in Mecklenburg feststellte, die zahlreichen Störungen, die uns die vielen Bohrungen in der Umgegend Greifswalds immer aufs neue erweisen, scheinen mir deutliche Belege dafür, daß das Land auch in den südbaltischen Gebieten bis nach Ostpreußen heran ebenso durch Brüche zerhackt ist wie die Rügener und Moëner Kreide. Daß die Brüche in Rügen nun unverkennbar interglazial, und zwar jungdiluvial sind, scheint mir ein äußerst wichtiger Anhaltspunkt auch für die Beurteilung der südbaltischen Bruchsysteme¹⁾. Es würde mir zunächst wichtiger erscheinen, die Altersfrage der südbaltischen Brüche genauer festzustellen, und diese Klärung nicht durch das Hineintragen neuer, wie mir und wohl auch anderen scheint, noch sehr hypothetischer Konstruktionen wie der „saxonischen Scholle“ schon jetzt zu durchkreuzen.

In der Diskussion zum Vortrag von Herrn TORNQUIST über „Die Tektonik Norddeutschlands“ führte Herr BÄRTLING folgendes aus. Die Frage, ob man in dem saxonischen Schollenfeld mit Faltung, veranlaßt durch Tangentialschub, oder mit Verbiegungen der Schollen, veranlaßt durch Senkungsvorgänge, zu rechnen habe, ist in befriedigender Weise in erster Linie an den Rändern der alten Massen zu lösen. Hier kommt besonders das Becken von Münster und dessen Süd-, Ost- und Westrand, die schon außerhalb des „Saxonischen Faltungsfeldes“ im Sinne TORNQUISTS liegen, in Betracht. Die von Herrn STILLE in früherer Zeit angenommene, später aufgegebenen nördliche Begrenzung der rheinischen Masse durch einen bedeutenden Abbruch ist keineswegs von der Hand zu weisen; im Gegenteil haben die Erfahrungen der letzten Jahre, insbesondere die zahlreichen im Innern des Beckens von Münster niedergebrachten Tiefbohrungen den Beweis erbracht, daß zwischen Münster und dem Osning eine ganz bedeutende Verwerfung liegen muß.

Vom Süden des Beckens an bis in die Gegend von Münster ist einzig und allein auf dem Steinkohlengebirge die

¹⁾ O. JAEKEL: Über ein diluviales Bruchsystem in Norddeutschland. Diese Zeitschr. Bd. 62, 1910, Monatsberichte Nr. 11, S. 605.

Obere Kreide nachgewiesen, während zwischen Lengerich und Osnabrück bereits die gesamte Trias ebenso wie Zechstein, Jura und Unterkreide in vollständig normaler Ausbildung vorhanden sind. Der Raum, in dem diese Formationen sich einstellen müssen, ist ein so beschränkter, daß man ihr völliges Fehlen im Süden und ihr plötzliches Auftreten im Norden in einer Facies, die nicht auf Küstennähe schließen läßt, nur auf einen ganz außerordentlich großen Abbruch zurückführen kann. Wie dieser Abbruch sich weiter nach Westen hin verhält, ist noch unbekannt, da wir am Westrand des Beckens von Münster ein außerordentlich stark zerrissenes Schollengebiet vor uns haben, das sich in seinem Aufbau schon enger den Schollen des Nordrandes des Münsterschen Beckens anschließt als denen des Südrandes. In dem Schollengebiet des nördlichen Rheintalgrabens liegt dagegen wieder ein gänzlich abweichendes tektonisches Element vor.

Die aus der Gegend des Eggegebirges in das Becken eintretende Bruchlinie erleidet westlich von Münster mit größter Wahrscheinlichkeit eine bogenförmige Ablenkung nach Süden, mit der aller Wahrscheinlichkeit nach eine Auflösung der Bruchlinie in eine große Anzahl von Teilspalten verbunden ist.

Die übrigen, am Rande des rheinischen Schiefergebirges zu beobachtenden Schollenverbiegungen lassen sich sämtlich nicht auf Faltung durch Tangentialschub zurückführen, sondern auf Verbiegung infolge von Senkungsvorgängen. Die Kreide des Haarstranges ist nur sehr schwach aufgerichtet; diese Aufbiegung geht im Innern des Beckens allmählich in horizontale Lagerung über. Diese Lagerungsform kann lediglich auf ein Einsinken des Beckens zurückgeführt werden.

Die Unterschiede zwischen diesen genetisch verschiedenen Begriffen werden besonders auffällig, wenn man mit diesen durch Senkung veranlaßten Verbiegungen der Schollen die intensive Faltung des produktiven Carbons vergleicht. Der von Herrn LACHMANN angeführte Vergleich der Faltung des älteren Gebirges mit der Sinuskurve und des durch Senkung hervorgerufenen Bildes mit der Kettenlinie wird in diesem Gebiet ganz besonders auffällig. Auch die zahlreichen als Sättel und Mulden aufgefaßten Schichtenstörungen am Westrande des Beckens von Münster lassen sich am zwanglosesten als Folge von Hebungs- und Senkungsvorgängen einzelner Teilschollen deuten; sie stellen Schollen mit aufwärts, bzw. abwärts gebogenen Rändern dar. Die Form dieser Mulden erinnert fast stets an die Kettenlinie.

Herr **FRECH** bemerkte zusammenfassend — unter Zustimmung der meisten Anwesenden — daß unter Ausscheidung der speziellen Frage der emporgetriebenen Salzstöcke eine allgemeine Übereinstimmung sämtlicher Redner dahin erzielt wurde: Entgegen der Annahme einer saxonisch-kimmerischen Faltung wird der Gebirgsbau Mittel- und Norddeutschlands in mesozoischer und nachmesozoischer Zeit von Senkungserscheinungen beherrscht. Fältelungen und auch Falten treten nur als Nebenerscheinungen an den Bruchrändern auf. Auch die **SUESS**sche, im „Antlitz der Erde“ verschiedentlich ausgesprochene Anschauung entspricht der Ansicht, daß Senkung die mesozoischen Schollengebirge beherrscht.

Es erfolgt die Vorlesung der Sitzungsprotokolle vom 8. und 9. August.

Hierauf spricht Herr **DEECKE** über das Grundgesetz der Gebirgsbildung.

In der Diskussion spricht Herr **JAEKEL**.

Herr **FREYSTEDT** hat eine Karte der Endmoränen der letzten Vereisung in der Provinz Posen ausgehängt, deren angekündigte kurze Erläuterung mit Rücksicht auf die vorgeschrittene Zeit unterbleibt.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

FRECH. JAEKEL. WILCKENS. KRENKEL. WEPFER.

Neueingänge der Bibliothek.

- DISLER, R.: Geologische Skizze von Rheinfelden. S.-A. aus: Jahresberichte u. Mitteil. des Oberrhein. Geolog. Vereins, N. F., XI, H. 2. Karlsruhe 1912.
- EATON, G. F.: Report on the Remains of Man and of Lower Animals from the Vicinity of Cuzco, Peru. S.-A. aus: The American Journal of Science vol. 33, April 1912. New Haven 1912.
- FELIX, J.: Das Mammuth von Borna. Mit 1 farbigen Titelbild, 8 Tafeln in Lichtdruck u. 9 Abbildungen im Text. Veröffentlichungen des Städt. Museums f. Völkerkunde zu Leipzig, H. 4. Leipzig 1912.
- FRENTZEL, A.: Das Passauer Granitmassiv. Petrographisch-geologische Studie. S.-A. aus: Geognost. Jahreshefte 1911, Jahrg. XXIV. München 1911.
- FRIEDRICH, P., u. H. HEIDEN: Die Litorina- und Praelitorinabildungen unter dem Priwall bei Travemünde. Mit 2 Tafeln. S.-A. aus: Mitteilungen der Geogr. Gesellsch. u. d. Naturhistor. Museums in Lübeck, 2. Reihe, H. 25, 1912. Lübeck 1912.
- GOTHAN, W.: Über die Gattung *Thinnfeldia* ETTINGHAUSEN. Mit Tafel 13—16. S.-A. aus: Abhandl. der Naturhistor. Gesellschaft Nürnberg, XIX, III. Nürnberg 1912.
- Aus der Vorgeschichte der Pflanzenwelt. Naturwissenschaft. Bibliothek für Jugend und Volk. Herausgegeben von K. HÖLLER u. G. ULMER. Leipzig 1912.
- HÄBERLE, D.: Über die Herkunft der Salzquellen im Rotliegenden des Alsenz-Glan- und Nahegebietes. S.-A. aus: Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrhein. geolog. Vereins, N. F., II, H. 1. Karlsruhe 1912.
- Die Mineralquellen der Rheinpfalz und ihrer nächsten Nachbargebiete in geologisch-historischer Beziehung. Mit einer Kartenskizze im Text u. 17 Abbildungen auf 11 Tafeln. Kaiserslautern 1912.
- HOTZ, W.: Die Fenillaz-Goldgänge bei Brusson (Piemont) Ein Beitrag zur Kenntnis der goldführenden Quarzgänge des Mte. Rosa-Gebietes. Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XVIII, März 1910. Berlin 1910.
- Die Erzlagerstätten im östlichen Altai- und im Alatau-Gebirge (Westasien). Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XVII, Juni 1909. Berlin 1909.
- JENTZSCH, A.: Der geologische Kurs für Landwirtschaftslehrer 1911. S.-A. aus: Landwirtschaftliche Jahrbücher. Zeitschrift für wissenschaftliche Landwirtschaft. Berlin 1912.
- JACOBETTI, E.G.: Mobilità dell'asse terrestre. Studio geologico. Torino 1912.
- KÖNIG, F.: Fossilrekonstruktionen. Bemerkungen zu einer Reihe plastischer Habitusbilder fossiler Wirbeltiere. Mit 8 Tafeln und einer Tabelle. München 1911.

- LANG, R.: Übersicht über die Bildungsweise und chemische Wetterbeständigkeit der Sandsteine. S.-A. aus: Der Steinbruch. Berlin 1912.
- LULL, R. S.: The Life of the Connecticut Trias. S.-A. aus: The American Journal of Science vol. 33, May 1912. New Haven 1912.
- NIETHAMMER, G.: Die Wärmeverteilung im Simplon. S.-A. aus: Mitteil. der Schweiz. Geol. Gesellsch., XI, Nr. 1. Lausanne 1910.
- OEBBEKE, R.: Die technisch nutzbaren Gesteinsvorkommen im Königreich Bayern. S.-A. aus: Der Steinbruch. Berlin 1912 (H. 16).
— Das Vorkommen, die Beschaffenheit und die wirtschaftliche Bedeutung des Erdöles. S.-A. aus: Zeitschrift des Vereins deutscher Ingenieure, Jahrg. 1911. Berlin.
- PREISWERK, H.: Über den geologischen Bau der Region der Schlammvulkane und Ölfelder von Berea u. Becin bei Buzen in Rumänien. S.-A. aus: Zeitschrift f. prakt. Geologie, Jahrg. XX, H. 1/2. Berlin 1912.
- ROBERT, Jos.: Die Tektonik des Großherzogtums Luxemburg. S.-A. aus: Vereinsschrift der Gesellsch. luxemb. Naturfreunde. Luxemburg 1911.
- SCHMIDT, C.: Note sur les gisements de Tripoli (Kieselguhr) en France et en Allemagne. S.-A. aus: Annales des Mines, Avril 1910. Paris 1910.
— Le tunnel du Lötschberg. S.-A. aus: Compte rendue sommaire des séances de la Société géologique de France, Nr. 5, 1911. Paris 1911.
— Geologische Notizen über einige Vorkommen von Braunkohle in Siebenbürgen. S.-A. aus: Földtani Közlöny, 41, 1911. Budapest 1911.
— Naturgase und Erdöl in Siebenbürgen. Bergwirtschaftliche Mitteilungen, April 1911. Berlin 1911.
— u. FR. MÜLLER: Die Kohlenflöze in der Molasse bei Bregenz. S.-A. aus: Zeitschrift f. prakt. Geologie, Jahrg. XIX, H. 10. Berlin 1911.
— u. J. H. VERLOOP: Notiz über die Lagerstätte von Kobalt- und Nickelerzen bei Schladming in Steiermark. Zeitschrift f. prakt. Geologie, Jahrg. XVII, Juni 1909. Berlin 1909.
- STILLE, H.: Überfaltungserscheinungen im hannoverschen Salzgebirge. Vortrag, Sitzg. d. Niedersächs. geolog. Vereins am 4. Februar 1911. S.-A. aus: 4. Jahresber. d. Niedersächs. geolog. Vereins zu Hannover 1911.
— Der Untergrund der Lüneburger Heide und die Verteilung ihrer Salzvorkommen. Vortrag, Sitzg. d. Niedersächs. geolog. Vereins am 4. Februar 1911. S.-A. aus: 4. Jahresber. d. Niedersächs. geolog. Vereins zu Hannover 1911.
- TOBLER, AUG.: Voorloopige mededeeling over de geologie der residentie Djambi, door den tijdl. geoloog bij het Mijnwezen in Nederlandsch-Indie. Batavia 1912.
- TWENHOFEL, W. H.: Physiography of Newfoundland. S.-A. aus: The American Journal of Science vol. 33, January 1912. New Haven 1912.
- VERLOOP, J. H.: Die Goldlagerstätten des Guyana Gold Placer's. Ein Beitrag zur Geologie von Surinam. Mit einer Tafel und fünf Textfiguren. S.-A. aus: Verhandl. d. Naturforschenden Gesellsch. in Basel, XX, H. 2. Basel 1909.
- WERTH, E.: Die äußersten Jungendmoränen in Norddeutschland und ihre Beziehungen zur Nordgrenze und zum Alter des Löß. S.-A.

- aus: Zeitschrift f. Gletscherkunde, f. Eiszeitforschung u. Geschichte des Klimas, VI, 1912. Berlin 1912.
- WILCKENS, O.: Neuere Fortschritte in der geologischen Erforschung Graubündens. S.-A. aus: Geolog. Rundschau, III, H. 1. Leipzig 1912.
- WIELAND, G. R.: On the Williamsonian Tribe. (A preparatory study published by permission of the Carnegie Institution of Washington) S.-A. aus: The American Journal of Science vol. 32, December 1911. New Haven.
- A Study of Some American Fossil Cycads. Part VI. On the Smaller Flower-Buds of Cycadevidea. S.-A. aus: The American Journal of Science vol. 33, February 1912.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 11.

1912.

Sitzung vom 6. November 1912.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFTE.

Das Protokoll der vorigen Sitzung wird verlesen und genehmigt. Um den Druck der Sitzungsberichte nicht zu verzögern, sollen die Protokolle in Zukunft sogleich am Schlusse jeder Sitzung verlesen und genehmigt werden.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr CHARLES L. HENNING, Bergingenieur, Denver, Colo., U. S. A., 4922 W., 34th. Avenue, vorgeschlagen durch die Herren SCHEIBE, BORNHARDT und WAHNSCHAFTE.

Herr TILLE, Dipl.-Ingenieur, Berlin N. 4, Invalidenstr. 98, vorgeschlagen durch die Herren BEYSLAG, RAUFF und DITTMANN.

Herr Dr. HEINRICH QUIRING, Charlottenburg V, Kaiserdamm 11, zurzeit Breslau, Oberbergamt, vorgeschlagen durch die Herren RAEFLER, BEYSLAG und P. G. KRAUSE.

Herr A. BECKER, Lehrer am Realprogymnasium in Staßfurt, vorgeschlagen durch die Herren WAHNSCHAFTE, RAUFF und KEILHARCK.

Herr Professor Dr. KURTZ, Gymnasiallehrer, Düren, Binsfelder Str. 20, vorgeschlagen durch die Herren FLIEGEL, RAUFF und WAHNSCHAFTE.

Der Vorsitzende macht folgende Mitteilung:

Herrn Geheimen Rat Professor Dr. HERMANN CREDNER in Leipzig ist an seinem 70. Geburtstage, den er am 1. Oktober 1911 feierte, eine besondere Ehrung dadurch zuteil geworden, daß zahlreiche Geologen und Freunde der Geologie zur Förderung der geologischen Wissenschaft ein Kapital von 21962 Mark gesammelt haben, das in Anerkennung der großen Verdienste



des Jubilars um die Entwicklung der Geologie den Namen „HERMANN CREDNER-Stiftung“ führen soll. Diese Stiftung wurde Herrn CREDNER zugleich mit einer künstlerisch ausgeführten Urkunde an seinem Geburtstage durch den Vorsitzenden überreicht. Herr CREDNER überwies darauf die Stiftung der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu Berlin mit der Bestimmung, sie nach den nachstehend mitgeteilten Satzungen zu verwalten.

Nachdem nun am 21. Oktober 1912 die Allerhöchste Genehmigung zur Annahme der Stiftung durch Seine Majestät den König von Preußen erteilt worden ist, bringen wir die Satzungen der HERMANN CREDNER-Stiftung hiermit zur Kenntnis unserer Mitglieder.

Satzungen der HERMANN CREDNER-Stiftung.

§ 1.

Vorstand der Stiftung ist der jeweilige Vorstand des Vereins „Deutsche Geologische Gesellschaft, eingetragener Verein“ zu Berlin.

§ 2.

Das Kapital von 21962 Mark, welches vermehrt werden kann, ist in zinsbringenden, mündelsicheren Papieren anzulegen. Die Unkosten der Verwaltung der Stiftung werden von den Zinsen des Kapitals bestritten.

§ 3.

Die übrigen Zinsen des Kapitals, und zwar nur diese, sind zur Förderung der Geologie in ihren verschiedenen Zweigen zu verwenden.

§ 4.

Diese Verwendung der Zinsen soll der Hauptsache nach darin bestehen, daß an einen oder gleichzeitig an mehrere geeignete Bewerber Stipendien zur Ausführung geologischer Untersuchungen verliehen werden.

§ 5.

Dahingehende Anträge sind an den Vorstand des Vereins „Deutsche Geologische Gesellschaft, E. V.“ bis zum 1. April jedes Jahres zu richten und werden den Beirats- und Vorstandsmitgliedern bis zum 1. Mai zur eventuellen Äußerung bekannt gegeben.

§ 6.

Von der Bewerbung um ein solches Stipendium sind Studierende, die noch nicht promoviert sind oder noch kein Staatsexamen abgelegt haben, ausgeschlossen.

§ 7.

Diejenigen, denen ein Stipendium gewährt worden ist, haben die mit seiner Hilfe ausgeführte Arbeit dem Verein „Deutsche Geologische Gesellschaft, E. V.“ zur Verfügung zu stellen.

§ 8.

Über die Gewährung dieser Stipendien beschließen diejenigen Vorstands- und Beiratsmitglieder, die in der gemeinschaftlichen Vorstands- und Beiratssitzung der alljährlich stattfindenden allgemeinen Versammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft anwesend sind. Die Beschlußfassung über die Verleihung des Stipendiums erfolgt nach einfacher Stimmenmehrheit. Bei Stimmengleichheit entscheidet der Vorsitzende der Gesellschaft oder sein Stellvertreter. Die schriftlich abgegebenen Äußerungen der Vorstands- und Beiratsmitglieder (§ 5) sind bei der Beratung vorzulegen und zur Diskussion zu stellen.

§ 9.

Ein Rechenschaftsbericht über die Verwendung der Zinsen des Kapitals ist unter Nennung derjenigen, denen ein Stipendium verliehen worden ist, in der „Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft“ zum Abdruck zu bringen.

§ 10.

Findet sich kein geeigneter Bewerber, so können die Zinsen des betreffenden Jahres zu den Stipendien der nächsten Jahre verwendet werden. Desgleichen haben Vorstand und Beirat das Recht, die Zinsen bis zu 3 Jahren für ein größeres Stipendium anzusammeln.

§ 11.

Löst sich der Verein „Deutsche Geologische Gesellschaft, E. V.“ zu Berlin auf, so soll von diesem Zeitpunkte an die Königl. Preußische Akademie der Wissenschaften zu Berlin Vorstand der HERMANN CREDNER-Stiftung sein. Es sollen sodann die in dieser Verfassung den Vorstands- und Beiratsmitgliedern des Vereins „Deutsche Geologische Gesellschaft, E. V.“ übertragenen Verwaltungsgeschäfte von der Akademie der Wissenschaften ausgeübt werden.

Ziel und Zweck der Stiftung bleiben auch in diesem Falle unverändert.

Der Vorsitzende legt sodann die als Geschenk eingegangenen Werke der Versammlung vor.

Herr DATHE spricht über das Vordringen des Inland-eises in der Grafschaft Glatz bis in das Heuscheuergebirge¹⁾).

In der Diskussion sprechen die Herren ZIMMERMANN I, JENTZSCH, BERG und FISCHER.

Herr RASSMUSS spricht über den Gebirgsbau der lombardischen Alpen.

Das Protokoll der Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
BÄRTLING.	WAHNSCHAFTE.	HENNIG.

¹⁾ Der Vortrag wird in den Abhandlungen abgedruckt werden.

Briefliche Mitteilungen.

26. Über die Beziehungen der Kryokonitlöcher zu den Schmelzschalen und ihren Einfluß auf die Ablationsverhältnisse arktischer Gletscher.

Von Herrn H. PHILIPP.

(Mit 5 Textfiguren.)

Greifswald, den 10. August 1912.

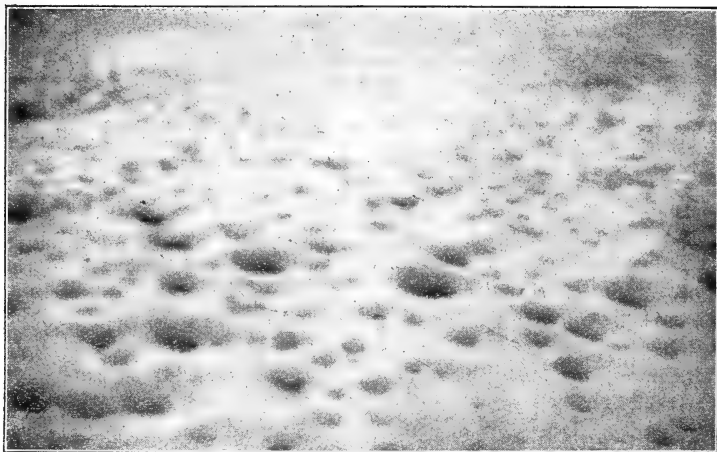
Eine der auffallendsten Erscheinungen arktischer Gletscher sind die Kryokonitlöcher, die vor allem aus Grönland bekannt sind, in gleicher Weise aber auch in Spitzbergen und anderen hocharktischen Gebieten in größter Verbreitung vorkommen. DRYGALSKI¹⁾ hat die Erscheinung mustergültig beschrieben. Es sind steil eingesenkte meist rund, selten oval zylindrische Vertiefungen, die dicht gedrängt den Gletscher wabenartig durchsetzen. Besser ist vielleicht der Vergleich mit einem gut durchlöcherten Schweizerkäse, wie die Photographie (Fig. 1) vom oberen v. Postgletscher zeigt, weil die Löcher nicht so regelmäßig und von so gleicher Größe sind, wie man dies mit der Vorstellung von Waben verbindet. Die Durchmesser der Löcher schwanken von wenigen Millimetern bis zu mehreren Dezimetern, indem mehrere kleinere Löcher zu einem größeren mit einander verschmelzen können. Die Tiefe der Löcher wechselt gleichfalls je nach der Lokalität; am v. Postgletscher in Spitzbergen²⁾ habe ich 10—30 cm Tiefe beobachtet, in Grönland fand DRYGALSKI eine durchschnittliche Tiefe von 40—50 cm; einige wenige erreichten aber dort Tiefen bis über 60 cm. Der Boden der Löcher ist mit feinem Schlamm bedeckt, über dem eine Wassersäule steht.

Diese Löcher entstehen durch Einschmelzen des feinen, über den Gletscher verteilten dunklen Staubes in das Eis

¹⁾ E. v. DRYGALSKI: Die Grönlandexpedition der Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1891—1893, Berlin 1897, S. 93 ff.

²⁾ Gelegentlich der Vorexpedition der „Deutschen antarktischen Expedition“ unter Leitung von W. FILCHNER im Sommer 1910.

bei Lufttemperaturen, die weit unter 0° liegen können, da der Staub die strahlende Wärme absorbiert und dann erst zur Schmelzung an das Eis abgibt; und zwar kann der Staub noch in der Tiefe der Kryokonitlöcher trotz des niedrigen Standes der arktischen Sonne, also durch das Eis hindurch die Wärmestrahlen absorbieren, weil das Eis ja bis zu einem gewissen Grade diatherman ist. Es findet also hier durch Insolation eine indirekte Schmelzung des Eises unabhängig von der



H. PHILIPP phot. 1910.

Fig. 1.

Kryokonitlöcher auf der Oberfläche des v. Postgletschers, Spitzbergen.

Lufterwärmung statt, ein Vorgang, der am besten als indirekte Ablation¹⁾ zu bezeichnen ist, und der, soweit die Insolation durch das Eis hindurch erfolgt, den von HANN²⁾ be-

¹⁾ Ein vorzügliches Beispiel für die große praktische Bedeutung, die dieser „indirekten Ablation“ in gewissen Fällen zukommen kann, gibt HOBBS in seinen „Characteristics of existing glaciers“ S. 166: Beim Bau der Bergenbahn in Norwegen mußten zu Beginn des Sommers jedesmal erst die mächtigen winterlichen Schneemassen von einem Heer von Arbeitern fortgeschaufelt werden, später streute man einfach eine dünne Sandschicht auf den Schnee, wodurch dieser im Laufe eines Monats um 6 Fuß Tiefe niederschmolz. Außerdem sei an die „Schuttstraße“ der „Gauß“ erinnert (E. v. DRYGALSKI: Zum Kontinent des eisigen Südens S. 444 Abbildungen S. 467), wo durch den Schiffsunrat innerhalb eines Monats eine Wasserrinne von 1—2 m Tiefe einschmolz.

²⁾ J. HANN: Handbuch der Klimatologie, 2. Aufl., Bd. III, S 472.

schriebenen Fällen entspricht, wo in polaren Ländern durch den Schnee hindurch eine Erwärmung des darunter liegenden Bodens oder von Steinen stattfand, die dann ihrerseits auf den sie bedeckenden Schnee schmelzend einwirkten.

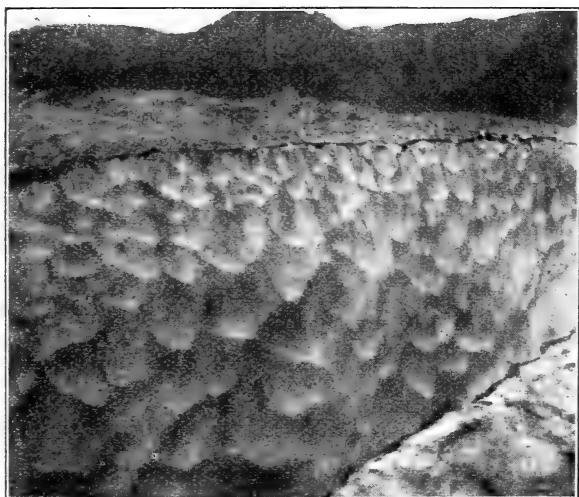
Über die Herkunft des Staubes ist man nicht mehr im Zweifel. Während A. E. v. NORDENSKIÖLD angenommen hatte, der Staub sei kosmischen Ursprungs, haben spätere Untersuchungen nachgewiesen, daß es sich um den feinen vom schneefreien Gelände abgeblasenen Staub handelt, dessen Transport infolge der Heftigkeit der arktischen Stürme auf weite Strecken hin erfolgen kann.

Es erscheint nun auffallend, daß der feine Staub nicht in der ganzen Fläche, sondern in einzelnen kreisrunden oder ovalen Partien einwirkt. Bei dem Versuch einer Erklärung dieser eigenartigen Tatsache wird man zunächst an eine andere Erscheinung, die Firnschalen erinnert, die man häufig in unseren Breiten auch an abschmelzenden Schneeflächen beobachtet und die in ihrem Auftreten auf den ersten Blick eine gewisse Ähnlichkeit mit den Kryokonitlöchern haben. SPETHMANN¹⁾ hat für diese Firnschalen mehrere Arten der Entstehung angenommen. Einmal mit AXEL HAMBERG²⁾ infolge der undulato-
rischen Schmelzwirkung warmer Winde, zweitens durch die Modifizierung geschmolzener Rippelmarken und schließlich auf indirektem Wege durch eine zunächst stattfindende sehr dünne Staubbdeckung, die sich in Gestalt von Rippelmarken über das Firn- oder Schneefeld ausbreitet, wodurch eine ungleichmäßige Schmelzung der Schneeoberfläche stattfindet, je nachdem eine Stelle von Staub bedeckt oder unbedeckt ist. Da es sich bei den Kryokonitlöchern um Mitwirkung von Fremdkörpern handelt, so käme für deren Erklärung nur der letztere Fall in Frage. Daß es dabei tatsächlich zu einem ungleichmäßigen Abschmelzen kommen könnte, ist richtig, nur müßte sich der Vorgang gerade umgekehrt vollziehen, wie ihn SPETHMANN darstellt; nicht „die unbedeckten Partien sind der Insolation in höherem Maße zugänglich als die überkleideten, schmelzen schneller in die Tiefe und produzieren derart die kleinen Schalen“, sondern gerade dort, wo die Staubteilchen (denn nur um solche dünne Bedeckung handelt es sich hier) liegen, findet die Schmelzung indirekt durch Insolation statt. Würde

¹⁾ Überblick über die Ergebnisse der v. KNEBELschen Islandexpedition im Jahre 1907, GAEA 45, 1909, S. 22 u. Entstehungsmöglichkeiten von Firnschalen, Zeitschr. f. Gletscherk. 4, 1910, S. 139.

²⁾ Die Eigenschaft der Schneedecke in den lappländischen Gebirgen, Stockholm 1907, S. 30.

man nun die Kryokonitlöcher als weiter vertiefte derartige Firnschalen auffassen, so müßte man andererseits erwarten, daß sie eine gewisse regelmäßige Verteilung in der Richtung ihrer ersten Anlage aus Rippelmarken und wohl auch eine gewisse Gleichmäßigkeit im Durchmesser aufweisen. Beides fehlt den Kryokonitlöchern; außerdem findet man unter ihnen ja häufig feine Löcher oder besser gesagt, vertikale Röhren von nur wenigen mm Durchmesser, die keinesfalls mit Firnschalen in Zusammenhang gebracht werden können.



H. PHILIPP phot.

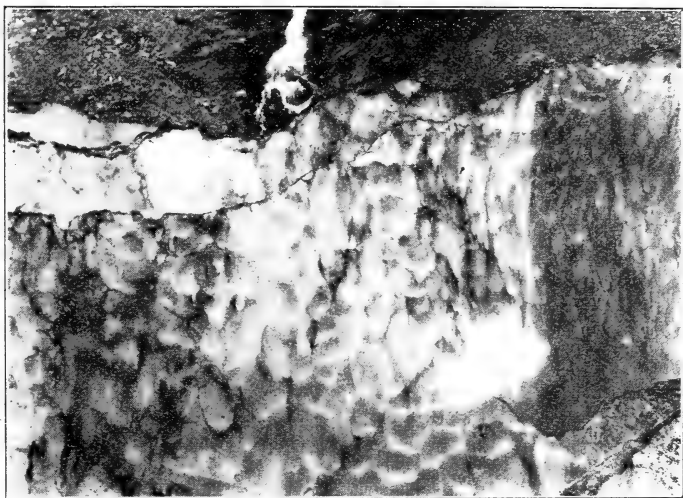
Fig. 2.

Schmelzschalen (Firnschalen). Oberer Grindelwaldgletscher.

In Wirklichkeit sind Kryokonitlöcher und Firnschalen völlig verschiedene Gebilde. Ich habe während des heißen vorigen Sommers (1911) Gelegenheit gehabt, an Schweizer Gletschern ausgezeichnete Firnschalen unter den verschiedensten Bedingungen zu studieren. Dabei ergab sich folgendes: Zunächst zeigte sich, daß die Bildung von Schalen im Eise ganz in der gleichen Weise erfolgt wie auf dem Firn, worauf auch HEIM¹⁾ bereits hingewiesen hat. In beiden Fällen sind es die gleichen flachschaligen, glatten, in Kanten zusammen-

¹⁾ Gletscherkunde S. 243.

stoßenden Vertiefungen (vgl. Fig. 2, 3, 4).²⁾ So sah ich an einer Spaltenwand am unteren Grindelwaldgletscher, die zum Teil mit Lawinenfirn ausgekleidet war, nebeneinander Eis- und Firnschalen von ganz der gleichen Entwicklung. Man spricht daher besser allgemein von Schmelzschalen. Hieraus ergibt sich von vornherein, daß bei dieser typischen Form an die zweite der von SPETHMANN gegebenen Erklärungen aus primär angelegten Rippelmarken des Schnees nicht zu denken ist. Solche Bildungen, wie sie SPETHMANN a. a. O. aus dem Riesengebirge



H. PHILIPP phot.

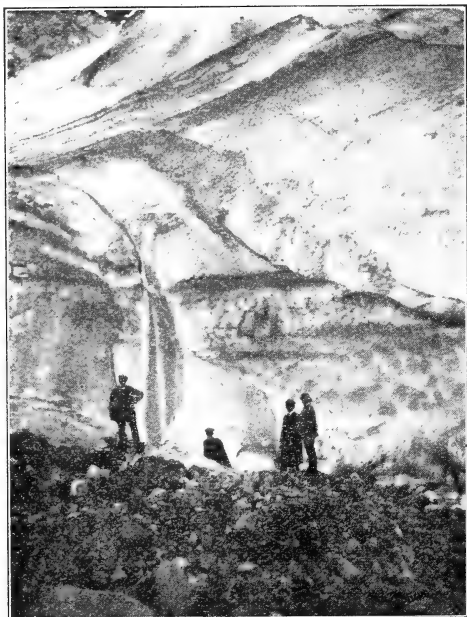
Fig. 3.

Schmelzschalen (Eisschalen). Unterer Grindelwaldgletscher.

beschreibt, mögen ja modifizierte Rippelmarkenfelder sein, müssen aber m. E. von den eigentlichen Schmelzschalen ganz abgetrennt werden, von denen sie sich nach der Abbildung in der Zeitschr. f. Gletscherk. zu urteilen, auch deutlich unterscheiden. Eine Abhängigkeit der Schmelzschalen von der Exposition konnte ich nicht nachweisen. Ich fand vielmehr die Schalen in Nord- und Süd-, Ost- und Westexposition auf Spaltenwänden sowohl wie auf den seitlichen Gletscher-

²⁾ Die Abb. 4 verdanke ich der Liebenswürdigkeit des Herrn Zimmermeister MATZDORFF in Frankfurt a. O.

gehängen in der gleichen Vollkommenheit ebenso in natürlichen Eishöhlungen unter dem Gletscher und in künstlichen Eisgrotten. Auch die Staubbbedeckung, entsprechend dem dritten von SPETHMANN angenommenen Fall hat keinerlei Einfluß auf die Bildung, wie man auf den ersten Blick glauben möchte. So auffallend es ist, daß gerade die feinen Kämme zwischen benachbarten Schalen mit Staub oder feinem Detritus über-



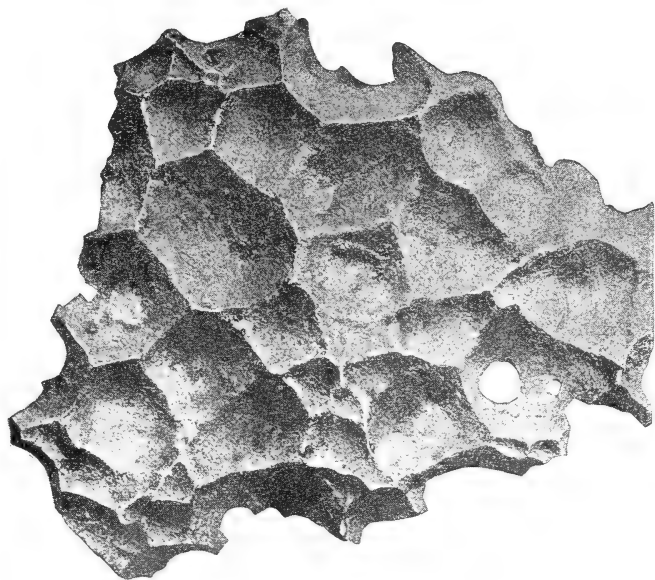
MATZDORFF phot.

Fig. 4.

Schmelzschalen (Eisschalen). Boiumsbraen, Norwegen.

zogen sind (vgl. z. B. die Photographie Fig. 2), so ließ sich doch stets nachweisen, daß diese Schmutzanreicherung mit der Schalenbildung selbst nichts zu tun hat, daß der Staub vielmehr entweder vom Winde erst nachträglich herbeigeführt wird und an den vorspringenden Kämme hängen bleibt, oder bei steiler Lage der schalenbedeckten Wand von oben herab fällt und an den vom Schmelzwasser am wenigsten bespülten Stellen haften bleibt. Z. B. war bei dem erwähnten Nebeneinanderauftreten von Firn- und Eisschalen an der gleichen

Spalte sehr schön zu sehen, wie die Eisschalen fast ganz frei von Schmutz waren, während die Kämme der Firnschalen infolge ihrer größeren Rauhigkeit den Schmutz festhielten. Kann somit auch diese Erklärung, also durch Vermittlung von ursprünglich in feinen Rippelmarken verteiltem Staub, für die echten Schmelzschalen nicht herangezogen werden, so bleibt nur die Wirkung von Luftströmungen. HEIM¹⁾ und HAMBERG²⁾ vergleichen den Einfluß des Windes auf die Schalenbildung direkt mit der Bildung der Dünen und HAMBERG speziell



TORNOQUIST phot.

Fig. 5.

Lösungsschalen in silurischem Kalkstein. Ostsee.

weist auf die undulatorische Schmelzwirkung des Windes hin, die die ebene Schneeoberfläche „in eine Wellenfläche verwandelt“. Gegen diesen direkten Zusammenhang der Schalen mit der undulatorischen Wirkung des Windes hat SPETHMANN³⁾ mit Recht geltend gemacht, daß hier ein fundamentaler Unterschied besteht „zwischen dem Verlauf des Prozesses an Dünen

¹⁾ HEIM: a. a. O. S. 104.

²⁾ A. a. O.

³⁾ SPETHMANN: a. a. O. Zeitschr. f. Gletscherk. S. 140.

und auf Firnen“, weil ja bei letzteren keinerlei reiz mechanische Verlagerung statt hat und daß, da die Windwellen keine stehenden, sondern fortschreitende sind, auch die Firnschalen sich ständig in der Richtung des Windes vorwärts bewegen müßten. Es dürfte also auch die undulatorische Wirkung des Windes bei der Erklärung der Schmelzschalen auszuschließen sein und demgemäß die Erscheinung unabhängig sein von irgend welcher Strömungsrichtung. M. E. handelt es sich bei den Schmelzschalen um reine Lösungsformen analog denen, wie man sie in anderen körnigen monomikten Gesteinen von leichter Löslichkeit findet. Wir kennen ganz die entsprechenden Lösungsformen aus körnigem Gips¹⁾, Salz und Kalken, und es war mir von besonderem Interesse in unmittelbarer Nachbarschaft der Schmelzschalen des oberen Grindelwaldgletschers auf den Kalkwänden des Milchbachloches diese Lösungsschalen nur in etwas kleinerem Maßstabe (im Durchmesser von 3—8 cm) anzutreffen. Am instruktivsten dürfte aber in dieser Hinsicht die Abb. 5 eines angelösten Kalkgeschiebes aus der Ostsee sein, das TORNQUIST²⁾ beschrieben hat, und das ich mit der freundlichen Erlaubnis des Autors und der Verlagsanstalt BORNTÄGER hier noch einmal abbilde³⁾.

Eine Erklärung für diese schaligen Lösungsformen auf feinkörnigen Massen ist meines Wissens bisher nicht gegeben. Wie weit Analogien mit den Lösungsformen an Krystallen vorliegen⁴⁾, soll hier nicht näher untersucht werden; es kam mir nur darauf an hinzuweisen, daß es sich bei den Schmelzschalen um reine Lösungsformen handelt, unabhängig vor allem von einer primären Staubebedeckung, also um Erscheinungen von ganz anderer Entstehung als die Kryokonitlöcher.

Was nun letztere betrifft, so nehme ich an, daß bei einer ersten schwachen Staubeüberwehung des Gletschers zunächst die einzelnen getrennt voneinander liegenden Staubeartikel in feinen vertikalen Kanälchen jedes für sich einschmelzen, daß bei einem nächsten starken Winde neuer Staub in diese Löcher hineingeweht wird, wodurch die Schmelzung in jedem

¹⁾ Vgl. die Abbildung der Lösungsformen auf Gips bei RINKE: Praktische Gesteinskunde, 3. Aufl., Hannover 1908, S. 197, Fig. 297.

²⁾ A. TORNQUIST: Geologie von Ostpreußen, Berlin 1910, S. 195 und Schriften d. phys.-ök. Ges. Königsberg 51, 1910.

³⁾ Vgl. auch die längsgestreckten flachen Lösungsschalen auf Malmkalk bei ARN. HEIM und P. ARBENZ in d. Geolog. Charakterbildern, Heft 10, Taf. 7b in der Mitte.

⁴⁾ Vgl. V. GOLDSCHMIDT: Zur Mechanik des Lösungsprozesses, Zeitschr. f. Kristallographie, Bd. 38, S. 656—673.

Loche eine intensivere wird, das Loch sich also seitlich vergrößert bis mehrere benachbarte Löcher schließlich zu einem größeren Loche mit einander verschmelzen. Für diese Art der Entstehung spricht auch das Nebeneinandervorkommen von größeren und kleineren Löchern bis zu den feinsten Dimensionen herunter.

Es wurde schon erwähnt, daß DRYGALSKI wesentlich tiefere Schmelzlöcher in Grönland gefunden hat, als ich sie in Spitzbergen beobachten konnte; ich glaube, daß dieser Unterschied nicht zufällig ist. Die Tiefe wird, abgesehen von der jeweiligen Stärke der Insolation von zwei Faktoren abhängig sein, von der Absorptionskonstante des Eises gegenüber der Insolation und von der mittleren Neigung, mit der die Strahlen auffallen. Da nun die Absorptionskonstante des Eises, wenn man dessen untergeordnete Temperaturschwankungen vernachlässigt, invariabel ist, so wird bei gleicher Intensität der Insolation die Tiefe der Schmelzlöcher abnehmen müssen in höheren geographischen Breiten in dem Maße, wie der Einfallswinkel der Sonnenstrahlen abnimmt. Also es wäre unter Vernachlässigung des Brechungsquotienten beim Eintritt der Wärmestrahlen in das Eis die Tiefe des Schmelzloches $p = \sin(90 - i) \cdot c$, wenn c die Dicke einer noch wärmedurchlässigen Eisschicht bedeutet. Eine Modifizierung in der wirklichen Tiefe der Schmelzlöcher muß natürlich eintreten, wenn die normale direkte Ablation der Gletscheroberfläche gleichzeitig wirkt. So hat DRYGALSKI darauf hingewiesen, daß gegen den Herbst die Lochtiefe in Grönland sich verringert, weil die Schmelzung der Oberfläche durch die Luftwärme länger andauert als die Vertiefung der Löcher. Auf dem gleichen Umstande dürfte es beruhen, daß nach den Beobachtungen von DRYGALSKI die Tiefe der Löcher mit der Entfernung vom Rande des Inlandeises in Grönland zunimmt. Sieht man von dieser Reduktion der Tiefe ab, so wird man für eine bestimmte geographische Breite eine bestimmte mittlere Tiefe der Kryokonitlöcher annehmen dürfen¹⁾. Hiermit stimmt überein, daß DRYGALSKI empirisch festgestellt hat, daß der Kryokonit „einen festen Horizont für die Oberfläche des Eises bildet“, daß also tatsächlich eine gemeinsame Einschmelztiefe

¹⁾ So dürfte wohl auch die S. 490 erwähnte tiefgehende Einschmelzung der „Schmutzstraße“ bei der eingefrorenen „Gauss“ auf die geringere Breite (etwa 60° südl. Br.), zurückzuführen sein. In den wärmeren Zonen wird die direkte Ablation in den meisten Fällen über die indirekte überwiegen, so daß es nicht zur Entwicklung tieferer Löcher kommen wird.

existiert, nur schwankt diese in Grönland infolge des Hinzutretens der direkten Ablation beträchtlich je nach der Jahreszeit. Er wird aber auch hier über eine mathematisch bestimmbare Tiefe nicht hinausgehen können. Empirisch wird die Normaltiefe festzustellen sein, wenn wir Höhen aufsuchen, in denen die direkte Ablation durch die Luftwärme nicht mehr wirksam ist.

Dieser indirekten Ablation durch Kryokonitlöcher oder Insulationsablation, wie man sie nennen könnte (im Gegensatz zur direkten Ablation infolge erhöhter Lufttemperatur) kommt nun in Spitzbergen und folglich wohl in allen arktischen Ländern mit ähnlichen klimatischen Verhältnissen eine sehr große Bedeutung zu, die m. E. bisher nicht genügend gewürdigt worden ist. Ich konnte in Spitzbergen zunächst beobachten, daß die Wirkung der indirekten Ablation wächst mit zunehmender Höhe. In den unteren Teilen der Gletscher treten die Kryokonitlöcher meist nur vereinzelt und mit geringem Durchmesser auf. Je weiter man vorwärts dringt, um so größer werden die Löcher. Mehr und mehr vereinigen sie sich, so daß, wie NANSEN es auch aus Grönland beschreibt¹⁾, man vergeblich einen Platz für den Fuß geschweige denn für den Schlafsack sucht. Schließlich entwickelt sich aus diesem wassererfüllten Bisschwamm der Gletschersumpf, der das unangenehmste Hindernis für spitzbergische Gletscheruntersuchungen bildet. Bei unserer Durchquerung der Insel haben wir sowohl beim Anstieg von der Westseite auf dem v. Postgletscher wie beim Abstieg zur Ostküste auf dem Hayesgletscher die gleiche Beobachtung gemacht, daß wesentlich in den oberen Partien der Gletscher die starke Durchlöcherung und Versumpfung herrscht. CONWAY²⁾ hat ebenfalls die Erfahrung gesammelt, daß die Kryokonitlöcher sich erst in größerer Höhe einstellen, und daß in deren Region sich die Gletscherseen und Bäche bilden. Diese Gletschersümpfe und flachen Seen bedecken oft weithin die Gletscher, und ihre Entwässerung findet durch steil eingeschnittene, zum Teil sehr wasserreiche und reißende Bäche statt.

Dieses Vorherrschen der Wirkung der indirekten Ablation wird erklärlich, wenn man die klimatischen Faktoren berücksichtigt. Nur in den Monaten Juli—August beträgt die Temperatur im mittleren Spitzbergen über 0 Grad. HANN³⁾ hat

¹⁾ FR. NANSEN: Auf Schneeschuhen durch Grönland, Hamburg. 1891, Bd. 2, S. 47.

²⁾ M. CONWAY: With ski and sledge over arctic glaciers, London 1898. S. 19 und 81.

³⁾ J. HANN: Handbuch d. Klimatologie. 3. Aufl., 1911, S. 623.

folgende mittlere Temperatur für eine Breite von $78^{\circ} 3'$ in Spitzbergen berechnet: Juni 1,4, Juli 4,3, August 2,8. Die Temperaturschwankungen sind nur gering. Auch die während unserer Expedition beobachteten Temperaturen zeigen im August niedrige Werte, die im Niveau des Meeres nur einmal den Betrag von 5 überstiegen, dagegen verschiedentlich unter 0 lagen. Bei solchen niedrigen Temperaturen kann es naturgemäß auch in den tiefsten Teilen der Gletscher nur zu einer geringen direkten Ablation kommen. Vergleichen wir dagegen die Messungen der Insolation. Die während unserer Expedition von Herrn BARKOW angestellten Beobachtungen zeigten:

Datum	Lufttemp.	Insolation
5. VIII.	3,2	22,6
8. VIII.	2,5	22,2
8. VIII.	2,3	24,0
11. VIII.	1,0	15,5
17. VIII.	— 3,3	25,5

Es stimmen also die Folgerungen aus den meteorologischen Beobachtungen überein mit dem tatsächlichen Befund, daß die Abschmelzung der Gletscher hier wesentlich durch Insolation und zwar auf indirektem Wege erfolgt. Denn daß die Strahlung allein, auf direktem Wege, ohne Vermittlung eines absorbierenden Mediums nicht imstande ist, in nennenswerter Weise eine Schmelzung zu erzeugen, geht aus der eingangs besprochenen Durchlässigkeit des Eises gegenüber der Strahlung hervor. Wir besitzen außerdem durch die Resultate der NANSENSchen Gröndlanddurchquerung einen klassischen Beleg hierfür. NANSEN fand im Inneren des Landes auf dem Inlandeise bei außerordentlich tiefen Lufttemperaturen sehr starke Insolation¹⁾. So zeigte am 3. September ein Spiritusthermometer in der Sonne eine Temperatur von $+31,15$, während die Lufttemperatur -11 betrug. Trotz dieser starken Insolation kann nach NANSENS Beobachtungen²⁾ die Sonne nur mitten im Sommer eine dünne Schneeschicht feucht machen und „das Schmelzen des Schnees kann folglich die Schneemenge in dieser Höhe nicht im geringsten vermindern“. Hier im staubfreien Innern findet also keine nennenswerte Einwirkung der Insolation statt. Geht man dagegen in die Randbezirke des Inlandeises, so stellt sich eine intensive Ablation ein. Nach NANSENS Bericht

¹⁾ NANSEN: Auf Schneeschuhen durch Grönland II, S. 101, 110, 114.

²⁾ Ebenda S. 117.

machen sich die Schmelzbäche erst in einer Entfernung von 20—30 km vom westlichen Rande des Inlandeises bemerkbar¹⁾, und auf der nächsten Seite findet sich die Bemerkung, daß der Kryokonit sich bis zu 30 km Entfernung vom Eisrande findet. Dies Zusammenfallen intensiverer Abschmelzung und Staubbefleckung ist sicher nicht zufällig, sondern die erstere ist eben abhängig von der zweiten. NANSEN beschreibt ausführlich, wie sie am 21. September das erste Schmelzwasser antrafen. Nach der Karte²⁾ stimmt dies mit der Entfernung von ca. 30 km vom Inlandeisrand überein. Vergleicht man außerdem die Temperaturangabe dieses und des nächsten Tages³⁾, so finden sich hier in einer Höhe von über 1000 m solche von — 5 und — 9 als mittlere Tagestemperatur, also Lufttemperaturen, die unmöglich zur Schmelzung des Eises geführt haben können.

Es ist also bei niederen Lufttemperaturen nicht die Strahlung an und für sich der ausgiebigste Faktor der Ablation, sondern nur, wenn ein Medium an der Gletscheroberfläche vorhanden ist, das die Strahlung absorbiert und als Schmelzwärme wieder abgibt. Fehlt ein solches Medium, so ist die Strahlung allein fast wirkungslos. Ähnliche Verhältnisse wie in Spitzbergen und Grönland müssen auch in anderen arktischen Gletschergebieten höherer Breiten herrschen, es liegt also hier ein prinzipieller Unterschied in der Ablation arktischer Gletscher gegenüber denen der gemäßigten Zone vor. Letztere schmelzen in erster Linie durch direkte, erstere durch indirekte Ablation.

Noch in einem weiteren Punkt scheint mir die indirekte Ablation für die arktischen Gletscher von Bedeutung zu sein. Bei Gletschern mit direkter Ablation nimmt die Ablation gegen das Gletscherende zu. HESS⁴⁾ gibt eine mittlere Zunahme von 50 Proz. pro 100 m an, da ein Temperaturanstieg von 1° C auf ca. 140 m im Sommer stattfindet. Diese Zunahme bewirkt, daß die Mächtigkeit des Gletschers in gemäßigten Zonen beim Abwärtssteigen stetig abnimmt, ein Längsprofil durch einen Gletscher also einen wesentlich keilförmigen Durchschnitt zeigt, namentlich wenn der Gletscher stationär oder im Rückzug begriffen ist⁵⁾.

¹⁾ Ebenda S. 441.

²⁾ MOHN und NANSEN: Durchquerung von Grönland. Taf. Ia, Anm. 2.

³⁾ Ebendort S. 42.

⁴⁾ H. HESS: Die Gletscher, S. 211.

⁵⁾ Vgl. z. B. das Längsprofil des Vernagtferners ebenda S. 299.

Anders bei arktischen Gletschern hoher Breiten mit wesentlich indirekter Ablation. Es wurde ja schon gezeigt, daß im Innern von Spitzbergen die Schmelzlöcher an Zahl und Größe zunehmen, je höher man kommt, und daß wir intensivere Abschmelzung, die Entwicklung von Sümpfen und Oberflächenbächen wesentlich nur in der höheren Gletscherregion gefunden haben. Das entspricht der Tatsache, daß infolge der Absorption durch die Atmosphäre die Intensität der Strahlung nach oben wächst, und zwar macht sich ein Unterschied in der Strahlungsintensität mit zunehmender Höhe vor allem in höheren Breiten geltend. Zunächst ist während des Sommers „die Luft der polaren Gegenden in geringer Höhe über dem Meere viel weniger für die Sonnenstrahlung durchlässig als die über den Alpen und den skandinavischen Bergen lagernde“¹⁾, d. h. mit der vertikalen Entfernung vom Meere, in dessen Nähe die meisten arktischen Gletscher münden, nimmt die Intensität der Strahlung zu. Vor allem aber beruht der größere Einfluß der Höhenunterschiede auf dem niedrigen Sonnenstande der polaren Regionen, da bei großen Einfallswinkeln die Strahlen größere Weglängen durch die Atmosphäre zurücklegen. Diese Abhängigkeit der Strahlungsabsorption von der geographischen Breite kommt scharf in der bei HANN²⁾ nach ANGOT zitierten Tabelle zum Ausdruck. So ist am Nordpol zur Zeit des Sommersolstitiums die Absorption durch die Atmosphäre an der Erdoberfläche um die Hälfte größer als am Äquator, während die Intensität der Strahlung an der oberen Grenze der Atmosphäre am Nordpol viel höher als an der entsprechenden Grenze am Äquator ist. Folglich muß die Höhendifferenz eine gesteigerte Wirkung während des polaren Sommers ausüben.

Somit ergibt sich aus theoretischen Gründen ebenso wie aus der Beobachtung die Zunahme der indirekten Ablation mit der Höhe. Also müssen wir auch zu einem prinzipiell anderen Längsprofil der Gletscher kommen, je nachdem die direkte oder indirekte Ablation überwiegt bzw. eine von beiden allein wirksam ist. In Gletschergebieten mit vorwiegend direkter Ablation und folglich zunehmender Ablation gegen die Tiefe muß die Form des Längsschnitts sich einem spitzwinkligen Dreieck nähern, eine Form, die dadurch noch akzentuierter wird, daß ja in der Höhe die stärkste Akkumulation stattfindet. Bei arktischen Gletschern dagegen wird im Bereich

¹⁾ HESS: a. a. O. S. 218.

²⁾ HANN: Handbuch der Klimatologie, Bd. I, S. 107.

der indirekten Ablation, also so weit eine Überwehung mit Staub noch stattfindet, sich die Form des Längsschnitts dem Rechteck nähern müssen, in dem Maße, als die mit der Höhe zunehmende Ablation der Akkumulation des Nährgebietes das Gleichgewicht hält. Eine Kontrolle hierüber ist bisher nicht möglich, da Dickemessungen an arktischen Gletschern wohl kaum vorliegen. Ein indirekter Beweis aber für die geringe Abnahme der Dicke in der Gletscherzunge arktischer Gletscher ergibt sich aus der Lage der Blaublätter. Nimmt man mit HESS u. a. an, daß diese trog- oder löffelförmig ineinander ruhen, eine Auffassung, die mit meinen eigenen Beobachtungen in Spitzbergen und den Alpen übereinstimmt, so werden bei zunehmender Ablation gegen unten und demgemäß Abnahme der Gletscherdicke die Blaublätter in der Gletscherzunge im Bogen schräg abwärts gegen die Mitte laufen, eine Erscheinung, die ja auch tatsächlich vielfach beobachtet wurde, und die früher als besondere Struktur (Randstruktur) galt. Bei den Spitzbergischen Gletschern dagegen laufen die Blaublätter auch in den tiefsten Regionen mit den Seiten des Gletschers parallel, und ebenso hat DRYGALSKI¹⁾ beobachtet, daß in Grönland die Bänder dem Verlauf des seitlichen Landrandes folgen, und er hebt den Gegensatz zwischen dieser Art des Verlaufes und dem bei alpinen Gletschern, wo die Bänderung den Gletscher in talabwärts konvexem Bogen durchquert, scharf hervor. Dieser Verlauf der Bänder in der arktischen Region ist aber nur erklärlich durch annähernd gleichmäßige Dicke des Gletschers.

Eine andere Tatsache noch scheint hiermit in Einklang zu stehen. Ein Charakteristikum vieler hocharktischer Gletscher und wie GARWOOD und GREGORY²⁾ betonen, ein Hauptunterschied gegen die alpinen Gletscher ist, daß diese auch dort, wo sie nicht das Meer erreichen, mit einem vertikalen Eiskliff endigen. Diese Eiskliffe oder „chinesische Mauern“, wie sie von LOCKWOOD genannt wurden, sind von GREELY³⁾ aus Grinnelland, von GARWOOD und GREGORY⁴⁾, CONWAY⁵⁾,

¹⁾ E. V. DRYGALSKI: a. a. O., S. 78.

²⁾ GARWOOD und GREGORY: Contributions to the glacial geology of Spitzbergen. Qu. J. 1898, S. 202.

³⁾ GREELY: Three years of arctic service. London 1886, Bd. 2, S. 34.

⁴⁾ A. a. O.

⁵⁾ CONWAY: First crossing of Spitzbergen. London 1897.

C. FOX-STRANGWAYS¹⁾ und HAMBERG²⁾ aus Spitzbergen, von CHAMBERLIN³⁾ aus West-Grönland, KOCH und WEGENER⁴⁾ aus Nordostgrönland beschrieben worden. CHAMBERLIN unterscheidet unter den grönländischen Gletschern direkt einen „Northern type“ mit Steilabfall am Ende und an den Seiten. Diesen Typus zeigen in Grönland die Mehrzahl der Gletscher nördlich des 76. Breitengrades. Die Entstehung dieses Eiskliffes ist verschieden gedeutet worden. CHAMBERLIN sieht hier in erster Linie die Wirkung der niedrig stehenden Sonne, deren Strahlen den Gletscher mit so flacher Inzidenz treffen, daß sie keine große Wirkung mehr auf die Oberfläche ausüben können; dagegen treffen sie auf die vordere Kante mit viel steilerer Inzidenz und wirken hier besonders stark schmelzend. HAMBERG, GARWOOD und GREGORY dagegen legen das Hauptgewicht auf eine Erscheinung, die CHAMBERLIN erst in zweiter Linie anführt. Sie erklären den Steilabfall wesentlich durch die Bewegung des Gletschers. Infolge der Unebenheit des Bodens und der Grundmoräne werden die unteren Partien der Gletscher in der Vorwärtsbewegung aufgehalten gegenüber der schneller gleitenden Oberschicht. Hierdurch kommen die unteren Schichten eher zum Abschmelzen, als wenn sie gleich schnell mit den oberen Lagen wanderten. GARWOOD und GREGORY nehmen außerdem noch an, daß die oberen Schichten so schnell vorwärts wandern, daß sie über die unteren hinausragen und abbrechen. Diese abgebrochenen Stücke bilden einen Talus am Fuße des Gletschers, den die unteren Schichten beim Vorwärtsgen überwinden müssen. Die Folge dieses „Überrollens“ ist dann eine Hebung der Gletscherzunge an ihrem äußeren Ende. Man wird ohne weiteres zugeben müssen, daß vor allem die schnellere Bewegung der oberen Gletscherlagen die Bildung eines Eiskliffs begünstigt, da aber die gleichen Erscheinungen auch an den Gletschern gemäßigter Zone⁵⁾ auftreten, so erklären sie nicht, daß diese Kliffe in so ausgesprochener Weise nur in den hocharktischen Regionen angetroffen werden. Dagegen lassen sie sich leicht erklären, wenn man annimmt, daß die arktischen Gletscher keinen keil-

¹⁾ FOX-STRANGWAYS: Notes on Spitzbergen and Iceland. Transact. Leic. Lit. and Philos. soc. Vol. V. Part. 8. S. 4.

²⁾ HAMBERG: S. geol. Fören. Förh. 15, 1893, S. 73—75 u. Ymer 14 1894, S. 43—44.

³⁾ CHAMBERLIN: Journ. of geology Vol. III. 1895. S. 565 und 887.

⁴⁾ KOCH und WEGENER: Die glaciologischen Beobachtungen der Danmark-Expedition, Kopenhagen 1911.

⁵⁾ H. PHILIPP: Über ein rezent alpin Os. Diese Zeitschr. 64, 1912, Monatsber. 2, S. 94, Anm.

förmigen, sondern einen rechteckigen Längsschnitt zeigen, sich also anders verhalten als die geringerer Breiten, wie ich dies zu beweisen versucht habe. Es mag nebenbei erwähnt werden, daß sich dieses Kliff sowohl beim Inlandeis gefunden hat (Grinnelland), wo es eben wie eine chinesische Mauer über Berg und Tal geht als auch bei normalen arktischen Tal- und Firngletschern.

Es ist selbstverständlich, daß ähnliche Verhältnisse wie bei den Glätschern polarer Gegenden sich in sehr hoch gelegenen Gletscherregionen gemäßigter Zonen wiederfinden müssen. So zeigt der Semenowgletscher im Khan-Tengri-massiv, dessen Gletscherzunge bei 3600 m endigt nach einer Photographie¹⁾ von FRIEDERICHSEN einen terminalen Steilabsturz, der ganz an die CHAMBERLINSche Abbildung des Bryantgletschers in Grönland erinnert, und wir finden in diesen Höhen eine ähnlich starke Wirkung der indirekten Ablation in dem von FRIEDERICHSEN²⁾ beschriebenen pockennarbigen Aussehen der Gletscher, das durch kleine Tonschieferbrocken bewirkt wird, die in ebensoviele kleine Schmelzlöcher der Gletscheroberfläche eingebettet sind.

Auch an hochgelegenen alpinen Gletschern lassen sich zahlreiche Beobachtungen über die Wirkung der indirekten Ablation machen, im großen und ganzen aber sind diese Erscheinungen in gemäßigten Zonen nur untergeordnet; eine ausschlaggebende Bedeutung für die Ablation der Gletscher erlangen sie erst in den arktischen Gebieten.

Daß wir umgekehrt in arktischen Gegenden dort, wo infolge warmer Meeresströmungen eine starke Lufterwärmung in den Küstenregionen stattfindet, Ablationsverhältnisse antreffen, die denen der gemäßigten Zone angenähert sind, bedarf keiner weiteren Ausführungen.

Fassen wir die im vorstehenden dargelegten Betrachtungen noch einmal kurz zusammen, so ergibt sich, daß in den Ablationsverhältnissen der Gletschergebiete gemäßigter Zonen gegenüber denen der arktischen Zone ein wesentlicher Unterschied besteht. In gemäßigten Zonen erfolgt die Schmelzung der Gletscher in erster Linie auf direktem Wege durch die Luftwärme; sie nimmt zu, in je tiefere Regionen der Gletscher hinabsteigt. In arktischen Regionen erfolgt die Schmelzung der Gletscher dagegen wesentlich auf indirektem

¹⁾ Zeitschr. f. Gletscherkunde 1907/08, Abb. 3.

²⁾ Ebenda S. 250.

Wege durch Mitwirkung des überwehten Staubes in den Kryokonitlöchern, und die Ablation nimmt mit steigender Höhe zu. Hiermit im Zusammenhang stehen die Unterschiede im Längsprofil der Gletscher arktischer und gemäßigter Zonen sowie der kliff förmige Steilabfall der arktischen Gletscherzungen.

27. Über Meeresschwankungen an der Küste von Kalifornien.

VON HERRN ERNST WITTICH.

Mexiko, 1912.

Wie ich in dieser Zeitschr. 1911, Monatsber. 12, mitgeteilt habe, läßt sich am Südrande der kalifornischen Halbinsel überall ein starker Rückzug des Meeres in sehr junger Zeit deutlich beobachten, ebenso dessen Fortsetzung und Folgeerscheinungen weit ins Land hinein verfolgen¹⁾. Dieselben Beobachtungen, nur in noch viel größerem Maßstabe und tiefer ins Innere des Landes hinein, habe ich nun auch im Norden der Halbinsel entlang der pazifischen Küste machen können, und zwar von Los Angeles, Cal., hinunter bis in die Bucht Sebastian Vizcaino etwa am 28° n. Br. Diese junge Meeresbedeckung reichte im Innern der Halbinsel bis über die Wasserscheide zwischen dem Golf und dem offenen Meere, so daß von einem Golf im eigentlichen Sinne für die jungdiluviale Zeit keine Rede sein kann.

In der zitierten Arbeit habe ich S. 582 von einer festgestellten Niveaudifferenz von 100 m im Süden berichten können; jetzt zeigte es sich, daß im Innern des Landes im Norden ganz junge Meeresbildungen bis über 1000 m heraufreichen; der höchste beobachtete und gemessene Punkt liegt direkt auf der Hauptwasserscheide in der enormen Höhe von 1052 m über dem Stillen Ozean. (Paß bei San Borja.)

Die ungeheure Zahl, tausend Meter Meeressenkung in junger Zeit, war so frappierend, daß nichts unterlassen wurde,

¹⁾ E. WITTICH: Strandlinien an der Südküste von Niederkalifornien. Globus 97, 1910, S. 379.

— Emersion modernos de la costa occidental de la Baja California Boletín Soc. Geol. Mexic. 1912 IX. 1a.

— Acta asamblea gener. Julio 1912.

um sich über alle Fundumstände stets zu vergewissern. Ich kann anführen, daß es uns beiden, meinem Kollegen E. BÖSE und mir, möglich war, marine subfossile Conchylien vom Tief-lande herauf kontinuierlich bis zu der angegebenen Höhe zu verfolgen, und von hier aus begleiteten uns jungmarine Bildungen auf anderen Wegen wieder herab zur Meeresküste.

Aber auch an einer zweiten Stelle, weiter südlich, an der unsere Expedition die Wasserscheide zwischen dem Ozean und dem Golf überschritt, sahen wir als treue Begleiter die deutlichen Spuren und Überreste einer absolut jungen marinen Überflutung. Dieser Punkt, der Portesuelo de Sta. Isabel, hat nur 690 m Meereshöhe und liegt 2 Tagereisen nördlich des Minenortes Calamahi (am 28° n. Br.), gleichfalls weit im Innern des Landes.

Daß auch hier die subfossilen Meeresconchylien weit höher hinaufreichen, bestätigte die naive Mitteilung meines Reitknechtes, eines Eingeborenen. Als ich nahe des erwähnten Passes in ungefähr 650 m Höhe einige gut erhaltene *Chione* sammelte, erbot er sich, mir auf dem Gebirge Stellen zu zeigen, wo ich dieselben runden „Conchas“ in Unmenge sammeln könne. Auch von seiten einiger europäischer Hacendados und Jäger wurde uns das Vorkommen bestimmter Muscheln, wie sie heute am Meeresstrande liegen, in beträchtlichen Höhen bestätigt.

Verbreitung mariner Subfossilien.

Die wesentlichsten Anzeichen einer jungen Bedeckung durch das Meer sind naturgemäß Sedimente mit Subfossilien, meist in dünnen Decken von Meeressanden oder in marinen Geröllen. Die Fossilien sind recht gut erhalten, nicht selten noch mit Farben, oft in bunter Mischung, wie in allen Flutanspülungen, oft aber auch nach Arten getrennt, entsprechend der ökologischen Gruppierung an der heutigen Küste. Auf denselben Umstand hatte ich schon in meiner früher zitierten Arbeit (S. 582) hingewiesen. Die Formen sind mit denen des heutigen Meeres identisch; sie verteilen sich der Mehrzahl nach auf folgende Genera: *Chione*, *Pecten*, *Nodipecten*, *Mytilus*, *Tivela*, *Donax*, *Cardium*, *Chama*, *Patella*, *Trochus*, *Haliotis*, *Oliva*, *Natica*, *Fusus*; andere Familien sind seltener; gelegentlich fanden sich noch *Balanus*, *Serpula*, Ohrknochen von *Phoca* sowie Reste von Fischen u. a. m.

Reiche Faunen dieser Art trifft man verstreut auf der Westseite der Halbinsel; so in der Nähe von Ensenada, der nördlichen Hafenstadt, in rund 120 m Meereshöhe. Südlich

davon finden sich im Cañon von San Antonio del mar feine Meeressande gleichfalls mit Mengen von Subfossilien. Erheblich weiter im Süden, bei dem Dorfe Rosario, am 30° n. Br., treten auf dem alten Wege ins Innere des Landes an den Abhängen des ersten größeren Gebirgszuges dünne Flugsanddecken auf mit außerordentlich zahlreichen Conchylien, vornehmlich *Mytilus*, *Haliotis*, *Patella*, *Cardium*, *Trochus* usw. in 390—400 m Höhe. Wenige Kilometer weiter landeinwärts auf der Höhe dieses Gebirgszuges, der mesaartig verbreitert ist, finden sich dieselben Fossilien, häufig noch mit *Tivela*, aber diesmal in rund 600 m. Weitere 15 km landeinwärts, nahe der Exmission San Fernando, liegen kleine Dünenreste mit reichen Fossilien, darunter *Mytilus*, *Cardium*, *Chione* in der Höhe von 480 m. Reiche Fundstätten an Subfossilien traf ich dann noch weiter im Süden bei Santo Dominguito, südlich des 29° n. B., in 180 m Höhe, etwa 20 km östlich der Küste und ferner in der Nähe des Ranchos Sta. Maria, zirka 2 Tagereisen weit im Innern, nahe nördlich des 29° und in rund 260 m Meereshöhe. Diese Aufzählung einiger der besten und ergiebigsten Fundpunkte mag genügen, um zu zeigen, daß diese jungen Fossilien eine allgemeine Verbreitung besitzen.

Neben den Fossilfunden konnten jedoch noch zahlreiche andere Nachweise einer jungen Meeresbedeckung der Halbinsel erbracht werden. Hierher gehören die mehrfach beobachteten Inlandsdünen, die Terrassen, ferner die zahlreichen Felsenmeere und die Brandungsformen an einzelnen Felsen und endlich noch eine Reihe unentwickelter Täler, ehemalige Meeresarme, die in letzter Zeit trockengelegt wurden.

Terrassen.

Die Terrassenbildungen, über die ich im vergangenen Jahre von der Südspitze Kaliforniens berichtet habe, beginnen bereits südlich von Los Angeles in den Vereinigten Staaten. Zwischen Los Angeles und dem südlich gelegenen San Diego sieht man die ganze Küste entlang bis weit ins Land hinein mehrere hohe und breite Terrassen sich der pazifischen Küste entlangziehen. Besonders gut kann man diese staffelförmigen Absenkungen des Landes im Old Mission Valley, nördlich San Diego, beobachten. Die letzte und höchste Terrasse lehnt sich an das hohe Gebirge im Innern an; die sich vor ihr gegen das Meer hin absetzenden niederen Staffeln tragen alle mesaartige Plattformen,

Bei dem kleinen mexikanischen Städtchen Tiajuana, unmittelbar an der mexikanischen Grenze gelegen, erkennt man 4 breite Terrassen übereinander, die sich etwa 15 km weit ins Land hinein erstrecken. Alle sind auf ihren mesaförmigen Hochflächen bedeckt mit Strandgeröllen; die höchste Terrasse hat rund 195 m Höhe und ist bedeckt mit feinen Meeresanden und zahlreichen Chionen.

Ähnliche Terrassenlandschaften wiederholen sich häufig entlang der Küste nach dem Süden.

Inlands-Dünen.

Ein weiteres Zeichen des rezenten Rückzuges des Meeres sind, wie bemerkt, die hochgelegenen Dünen. So liegen auf dem Vorsprung des Kap Colnett in 100 m Höhe Dünen über den Basaltdecken und tertiären Konglomeraten.

Weitere Dünenbildungen oder Reste von solchen trifft man in der Nähe der alten Mission von San Fernando; es sind dünne Flugsanddecken, die oft zahlreiche Subfossilien führen; ihre Meereshöhe beträgt 480 m.

Eine weitere ausgedehnte Dünenlandschaft, die bisher wohl völlig unbekannt geblieben war, fanden wir weit im Innern der Halbinsel, etwa auf der Breite von $29^{\circ} 30'$, mitten in einem jungvulkanischen Gebiete. Diese Dünen bilden mehrere Kilometer breite Streifen, die sich zwischen Basalttuffen und -strömen ausdehnen oder sich über sie erstrecken; ihre Höhe hat ungefähr 460 m über dem Meere.

Brandungsformen.

Nicht minder instruktiv und für unsere Auffassung sprechend sind die ungeheuren Block- und Felsmassen mit ihren bearbeiteten Felsblöcken; gerade diese letzteren geben eigentlich den Schlüssel für die richtige Erkenntnis des Ursprungs jener gewaltigen Felsenmeere. Die Haupttypen dieser von der Brandung chemisch und mechanisch bearbeiteten Felsen sind einerseits Pilzfelsen, Wackelsteine, Felsentische, überkippte und unterspülte Felsen; andererseits sind es Gesteinsblöcke, die einst als Klippen aufragten, und die heute noch die deutlichsten Spuren des Wellenschlages zeigen. So beobachtet man häufig Felsen mit tiefen Hohlkehlen, mit Durchbohrungen, seitlicher Abrundung ehemaliger Ecken und Kanten, Aushöhlungen, oft von unten nach oben hin u. a. m.

Ganz ähnliche Erscheinungen fand ich gerade letzthin kurz erwähnt und skizziert in „La Nature“, Nr. 2027, März

1912, S. 137 (Auszug aus „Tour du Monde“, 23 Mars 1912, S. 135). Dieselben sonderbaren Felsbildungen, wie sie in „La Nature“ abgebildet sind — vom Cap Finistère —, und noch in erheblich größerem Maßstabe, beobachtete ich häufig auf der kalifornischen Halbinsel.

Alle diese seltsamen Gebilde haben manche Ähnlichkeit mit vielen Wüstenphänomenen, und mein Begleiter, Herr E. BÖSE, der derartige Erscheinungen aus dem Norden Mexikos letzthin noch beschrieben hatte, war mir daher ein willkommener Kritiker meiner Auffassung. Aber die schlagenden Beweise in dem Granitgebiete zwischen El Sauz und Las Codornizes, etwa bei $29^{\circ}20'$ und in 450—510 m Höhe, machten jeden Gedanken an Wüstengebilde hinfällig; denn wir fanden mitten zwischen den scheinbaren Steppen- und Wüstenformen Massen der oben erwähnten marinen Subfossilien; mein Gefährte hatte sich aus einem Saulus in einen Paulus verwandelt.

Derartige Erscheinungen finden sich bis tief ins Innere der Halbinsel; natürlich am besten da konserviert, wo das Gestein, wie Granite und Diorite, der Einwirkung der Wellen und Wogen leicht zugänglich waren. Undeutlicher werden diese Phänomene im reinen Porphyrgebiete, ebenso in Basalten; aber auch da erkennt man trotz alledem sofort die Formen, wie sie die Klippen desselben Gesteins heute am Meeresufer aufweisen. Sehr gut erhalten sind solche Brandungsformen in den Andesiten, so im Innern des Landes bei der alten Mission von San Borja in 400 m und darüber. In meilenweiter Ausdehnung verbreiten sich Granitfelsenmeere zwischen den alten Minenplätzen San Fernando und Sta. Catarina; ferner nördlich der ehemaligen Lagune von Chapala zwischen 29° und 30° . Aber auch in der unmittelbaren Nachbarschaft von Ensenada auf den nahen Granithöhen liegen dieselben Brandungsfelsen mit allen erwähnten Erscheinungen verbreitet und mit Unmengen von *Donax*-, *Mytilus*- usw. Schalen. Es ist auffallend, daß diese Erscheinungen von amerikanischen Forschern, die gerade Ensenada so häufig besuchen, weder beobachtet noch erkannt wurden!

Hierher gehören auch die sonderbaren Hohl-felsen (Granite) vom Rancho Valle de las Palmas, die Granitblöcke bei Carrizo und wohl auch die Gebilde der Sierra de los Batequis; alle diese Punkte liegen nordöstlich von Ensenada, etwa in $32^{\circ}20'—30'$ gegen die Grenze der Vereinigten Staaten hin. Vermutlich gehören die von weitem sichtbaren Blockmassen der Sierra von Tanamá u. a. in Ober-Kalifornien gelegene noch zu den jungen marinen Brandungserscheinungen.

Talformen.

Aber auch in manchen der eigentümlichen Talformen erkennt man noch das jugendliche Auftauchen aus dem Ozean. Schmale Täler, erfüllt mit geringer Decke von Meeressanden und mit entsprechenden marinen Conchylien, zeigen, daß die junge Erosion noch nicht genügend Zeit und Kraft hatte, den Talboden zu reinigen. Das Tal war noch lange unter Wasser, als die umgebenden Höhen bereits aus dem Meere herausragten; es mögen Szenerien gewesen sein, wie sie heute die Fjorde bieten. Es ist interessant, daß man auch heute noch im Meere, nahe der Küste der Halbinsel, vielfach untergetauchte Täler findet, die schmale Senken von mehreren Hundert Faden bilden¹⁾.

Ein weiteres seltsames Landschaftsbild verdankt ebenfalls dem raschen und jungen Emportauchen aus dem Ozean seine Physiognomie; es sind das die noch unentwickelten Täler, breite Niederungen, oft mit unregelmäßigen niederen Hügeln und einem kleinen Bachlaufe, der sich unstet durch die wellige Niederung schlängelt, oft sein nur flach gegrabenes Bett wieder verläßt und oft an der unerwarteten Stelle die umgebenden Uferhöhen durchbricht, um dann im tiefen Cañon, einem ehemals untergetauchten Tal und späteren fjordartigen Meeresarm²⁾, gegen den Ozean hinzuströmen.

Auch in solchen primitiven Tälern sind häufig Reste mariner subfossiler Conchylien, so bei dem mehrfach erwähnten Rancho Sta. Maria in zirka 29° 30' sowie im Arroyo del Gato, etwa 20 km weiter östlich, mehr im Innern der Halbinsel und in 350 m Höhe.

Es mag noch zum Schluß angeführt werden, daß die von den amerikanischen Geologen als Interior Valleys bezeichneten Inlandssenken an ihren Rändern gleichfalls Terrassen zeigen, die ebenfalls ein stufenförmiges, rasches Absinken des Meeresspiegels andeuten. Diese Interior Valleys, Einsenkungen mitten in den breiten Gebirgen von geringerer Ausdehnung, beispielsweise 10 km Länge bei 6 km Breite, erinnern mit ihren staffelförmigen Randterrassen an große Grabenbrüche. Nicht selten liegen in ihnen oder an ihren Ufern Blockmeere, wie sie oben erwähnt wurden, mit Brandungserscheinungen. Diese

¹⁾ G. DAVIDLON: The submerged Valleys of the coast of California, U. St. A., and of Lower California, Mexico. Proc. Cal. Ac. Sc., 3d., ser., Geol., Vol. I., S. Francisco 1897.

²⁾ Über die merkwürdigen Beziehungen zwischen Fjorden und Tälern vgl. S. GÜNTHER: Geophys. Handb. II, S. 604.

Senkungsfelder beginnen bereits in Ober-Kalifornien; eins der instruktivsten in dieser Hinsicht ist das von Lake side, etwa 30 km östlich, landeinwärts, von San Diego gelegen.

Wenn wir alle unsere Beobachtungen, von denen hier nur eine kleine Skizze gegeben werden konnte, zusammenfassen, so kann kein Zweifel mehr sein, daß in junger Zeit, sie mag dem jüngeren Diluvium Europas entsprechen, der Stille Ozean die Halbinsel Nieder-Kalifornien noch weit überflutete, bzw. damals begann, in Etappen sich rasch zurückzuziehen. Infolgedessen tauchte zuerst eine Inselgruppe aus dem Meere, die sich allmählich zu einer zusammenhängenden Landmasse zusammenschloß.

Dieses Auftauchen der pazifischen Küste ist zwar schon mehrfach festgestellt worden, aber wohl niemand hatte bisher einen Betrag von über 1000 m auch nur vermutet.

Nach A. PENCK: Morphologie der Erdoberfläche 1894, II, wurde durch HOLSTRÖM an der Ostküste Skandinaviens eine Erhebung von 141,5 m über dem Meeresspiegel beobachtet, die im Verlaufe von 134 Jahren vor sich gegangen war, d. h. jährliche Differenz von 1,05 m. An anderen Stellen Skandinaviens wurde nach A. PENCK eine jährliche Niveauverschiebung von 1,10 bis 1,11 m festgestellt.

Wenn nun an der pazifischen Küste ähnliche rapide Bewegungen stattgefunden hätten, so wäre es denkbar, das fast die gesamte kalifornische Halbinsel zu Beginn unserer Zeitrechnung noch unter Wasser gewesen wäre. Betrachten wir von diesem Standpunkt aus die erwähnte Meeressenkung von 1000 m, so erscheint sie durchaus nicht mehr so auffallend.

Ich möchte hier nicht unterlassen hervorzuheben, daß ich keinen Anhaltspunkt fand für die von S. GÜNTHER (Geophysik II, S. 567) angeregte Frage der sekundären Hebungen im Binnenlande. Gerade die beträchtliche Höhe unserer Verschiebungen erinnerte mich sehr an GÜNTHERS Worte: „Man kann nicht umhin, sich die Frage vorzulegen, ob nicht auch im Binnenlande vertikale Verschiebungen vorkommen können.“ Derartige Fragen können naturgemäß nur durch Detailaufnahmen gelöst werden.

Jedenfalls aber dürfen wir aus den intensiven Bewegungen vom 23° bis 32° am Stillen Ozean schließen, daß auch noch darüber hinaus Schollen- bzw. Meeresbewegungen stattgefunden haben und wohl noch vor sich gehen werden.

Aber auch in Süd-Amerika wurden außerordentliche Niveauveränderungen an der Küste des pazifischen Ozeans beobachtet. So wurde schon vor vielen Jahren von CARL OCHSENIUS in

einer Arbeit über die Anden die Vermutung ausgesprochen, daß das alte Incaland einst in weit geringerer Meereshöhe gelegen habe. Die Hebung Perus ist „geologisch noch sehr jung, wenn nicht gar in die historische Zeit fallend.“ (C. OCHSENIUS: Über das Alter einiger Teile der südamerikanischen Anden. Diese Zeitschr. 1886, Bd. 38, S. 766. In derselben Arbeit wird noch eine ähnliche Mitteilung von G. STEINMANN über Boliva zitiert. (S. 771.)

Ferner erwähnt E. R. LANCASTER in „Extinct Animals“, London 1906 Hebungen von Felsen mit spanischen Inschriften von der chilenischen Küste aus dem 16. Jahrhundert; sowie das Vorkommen von marinen Subfossilien in 200 bis 300 Fuß Meereshöhe.

28. Eine Nachschrift

„Zur Umrißform von Celebes“.

Von Herrn E. C. ABENDANON.

Haag, 14. September 1912.

In meinem Aufsatz¹⁾ habe ich leider Herrn VON STAFF eine Äußerung in den Mund gelegt, die er nicht getan hat. Die Sätze, in denen ich seinen Standpunkt wiederzugeben meinte, sind nicht von ihm, sondern von Herrn ABLBURG. Übrigens bleiben meine Anschauungen über die Tektonik von Zentral-Celebes dieselben, und würde diese Rektifikation genügen, wenn nicht die Publikation des Herrn P. SARASIN²⁾ mich veranlaßte, mit kurzen Worten zu berichten, warum und inwieweit meine Ansichten über die Tektonik von Celebes im Jahre 1910 sich änderten.

In 1909 kannte ich allein das Latimodjong-Gebirge, das antiklinal gefaltet ist, und dachte damals, daß das Takolekadjoe-Gebirge, wie die SARASINS mitgeteilt hatten, und die anderen hohen Gebirgsketten von Zentral-Celebes ähnlich gefaltet wären. 1910 zog ich über diese hohen Gebirge und kam zu einer anderen Erkenntnis.

Wir haben in Zentral-Celebes mit den folgenden tektonischen Erscheinungen zu tun.

¹⁾ Diese Zeitschr., 1912, S. 266.

²⁾ Diese Zeitschr., 1912, S. 226—245.

1. Die intensive Faltungsstruktur des krystallinischen Schiefergebirges ist so intensiv, daß senkrechte Schichten keine Ausnahmen bilden.

Wann hat diese Faltung stattgefunden? Und wie war ihre Streichrichtung?

AHLBURG meint, daß es im Untercarbon geschah, und daß die Streichrichtung NW wäre.

Weil Fossilien nicht gefunden wurden und diskordante jüngere Schichten fehlen, kann ich nur sagen, daß diese Faltung in Zentral-Celebes vormesozoisch gewesen sein muß; ihre Streichrichtung war jedoch nicht überall gleichmäßig: im SW vom Posso-See OW und im NO dieses Sees N 20° O. Ein großer Teil von Zentral-Celebes soll im Mesozoicum Land gewesen sein, und während MOLENGRAAFF in Timor eine nahezu vollständige Serie von Sedimenten beobachtet hat vom Perm bis zum Eocän, ist davon fast in ganz Zentral-Celebes nichts zu finden.

Im Eocän fand eine größere Transgression statt und wurde ein Nummuliten-Kalkstein gebildet, der jedoch auf den hohen Horsten von Zentral-Celebes fehlt und vielleicht auch nicht dagewesen ist.

2. Die Faltungsstruktur in große Falten, deren Schichten selten mehr als 60° geneigt sind. Diese Faltung ist in dem anschließenden Teil an S.-Celebes von Zentral-Celebes zu studieren. Gefaltet sind: mesozoische Schichten, eine 2 km mächtige prätertiäre Tuffformation, eine prä-eocäne Sandsteinserie und der eocäne Kalkstein.

Diese Falten streichen im allgemeinen N 30° W bis W 30° N; Abweichungen sind nur lokal. Diese Faltung gehört zweifelsohne zu der alpinen Faltung. Auch auf Timor wurde sie von MOLENGRAAFF beobachtet. Jedoch sind dort die Formationen, wenn auch ansehnliche Überschiebungen fehlen, sehr intensiv gefaltet, während in den Quarles und Latimodjong Kettengebirgen im SW-Teil von Zentral-Celebes die Faltung viel weniger intensiv ist.

3. Die Bruchstruktur. Obwohl diese schon in dem Gebiete zum Vorschein kommt, wo Zentral- an S.-Celebes anschließt, so lernte ich sie erst gut kennen in den anderen Teilen von Zentral-Celebes, welche mehr aus rigiden Gesteinen zusammengesetzt sind.

Diese sehr junge Bruchstruktur ist es, die ihr Gepräge der Geomorphologie von Celebes aufgedrückt hat, und zwar bei Celebes am ausgeprägtesten, die sich aber nicht allein

auf dieser Insel, sondern im ganzen östlichen Teil des Niederländisch Ostindischen Archipel wiederfindet.

Diese Bruchstruktur ist geologisch sehr jung und wie ich bereits schrieb¹⁾: „Diese tektonischen Vorgänge dauern fort bis zur Gegenwart.“

Nun ist in erster Linie vor auszuschicken, daß wo Stauung und Faltung sind, keine Zerrung und Bruch sein kann und umgekehrt. Obschon ich hierauf näher zurückkommen werde, möchte ich jetzt als meine Meinung dartun, daß Zerrung an der Oberfläche der Erdkruste die Folge ist von Stauung und Faltung in größerer Tiefe derselben.

Ich glaube, daß in dieser Richtung die Lösung des scheinbaren Widerspruchs zwischen Stauungs- und Zerrungsgebirge gesucht werden muß. Wenn wir im Sunda-Archipel das folgende Erdkrustenprofil vor uns sehen: Borneo—Straße von Makasser — S.-Celebes — Golf von Boni — SO-Celebes — Molukken Meer — Boeroe (Ceram) usw., dann sehen wir verschieden zusammengesetzte Teile der Erdkruste infolge von großen Brüchen sehr stark im topographischen Niveau voneinander abweichen. Und dann möchte ich betonen: Die Bruchstruktur, die auf Zerrung an der Oberfläche hinweist, ist die Folge von Stauung und Faltung in den tiefer gelegenen plastischen Niveaus der Erdkruste; und die Falten gehen in den oberen mehr rigiden Niveaus dieser Kruste allmählich in Brüche über. In Europa kann auf ein ähnliches Erdkrustenrelief gewiesen werden, zum Beispiel: Afrika — Tyrrhenisches Meer — Italien — Adriatisches Meer — Dinariden — Karpaten usw., während die Balkanhalbinsel, insoweit Mazedonien und Altserbien²⁾ anbelangt, genau wie Celebes ein Beispiel ist für ein ursprünglich gefaltetes Gebiet, dem das Gepräge von einer jungen Bruchstruktur mit großen topographischen Niveauunterschieden aufgedrückt ist.

Dieser Vergleich veranlaßt mich, zugleich auf das große Interesse hinzuweisen, das der weiteren Entwicklung der tektonisch-geologischen Wissenschaft beizulegen ist durch das vergleichende Studium der Tektonik von verschiedenen Teilen der Erdkruste. Hat SUESS uns in seinem „Antlitz der Erde“ ein großartiges Bild vor die Augen gebracht von dem Aufbau der Gebirge auf unserer Erde, so würde es jetzt

¹⁾ Diese Zeitschr., 1912, S. 276.

²⁾ Grundlinien der Geographie und Geologie von Mazedonien und Altserbien, von J. CYIJIC, im Ergänzungsheft Nr. 162 zu PETERMANN'S Mitteilungen.

angebracht sein, ein analytisch-vergleichendes Studium dieser verschiedenen Konstruktionen, die zweifelsohne dieselbe Hauptursache haben, aufzustellen. Dabei soll man von den einfachsten Gebilden, den Falten vom Roten Becken von Setschuan in China ausgehen zu der am meisten verwickelten alpinen Tektonik, und nicht — wie leider jetzt noch immer geschieht — in umgekehrter Weise.

Wieviel Lehrreiches und Interessantes die tektonische Untersuchung von alpinen Gebirgssystemen auch ans Tageslicht bringt; es ist meine feste Überzeugung, daß man viel sicherer gehen würde, wenn der schwerer zu verfolgende, aber logischere Weg eingeschlagen würde vom vorgehenden Studium der großen und sehr einfachen Verformungen der Erdkruste zum nachfolgenden Studium der immer verwickelteren Verformungen.

Der Gedanke der tiefgelegenen antiklinalen- und synklinalen Massiven, die sich in einer Bruchstruktur in Celebes und der ganzen östlichen Archipel kundgeben, veranlaßte mich, das Gebirgsland von Celebes ein Prototypus eines alpinen Gebirgssystems zu nennen.

Die abgebrochenen oberen Niveaus der Erdkruste, die Horste, schwimmen hier bereits gewissermaßen auf den tiefgelegenen antiklinalen Wellen. Jedoch ist die Bewegung relativ so langsam vor sich gegangen, daß die Horste stehen bleiben und nicht umkippen. Was aber im Kleinen geschieht, wenn man Ölfarbe aus einer senkrecht nach oben gehaltenen Büchse preßt, nämlich, daß das plastische zylinderförmige Säulchen Ölfarbe umbiegt, würde m. E. im Großen geschehen, wenn der Prozeß der Gebirgsbildung schneller vor sich ginge, und die tiefe Antiklinalbildung so schnell geschah, daß Celebes, Ceram, Timor usw. sich nicht mehr aufrecht würden halten können, sondern nach einer der beiden Seiten auf ihrem Sockel umbiegen würden und abgleiten in die Depressionen, die tiefgelegenen Synklinalen. Dann würden, meiner Ansicht nach, alpine Überschiebungen und ein alpines Gebirgssystem entstehen können.

Die tiefen Falten würden von unten nach oben aufgestiegen, die Bruchstruktur würde verschwunden, und eine Überschiebungs- und Faltungsstruktur an ihre Stelle getreten sein. Und die Bruchstruktur würde sich erst wieder zeigen, wenn aufs neue tiefe Falten gebildet würden. Aber soweit ist es in Celebes noch nicht; aber in den Alpen?

Ich möchte schließen mit der Ansicht, daß die alpine Überschiebung in dem Umformungsprozeß der Erdkruste eine

Sekundärererscheinung ist, eine Folge der Superlative des zentripetalen Bestrebens aller Erdkrustenteile, und eben dieses Bestreben ist die Primärererscheinung. In dieser Gedankenrichtung sind also die Antiklinalen und die Horste die relativ hintergebliebenen Teile der Erdkruste in dem Zentripetalbestreben.

29. Über den Pariser der Travertine von Taubach.

(Vorläufige Mitteilung.)

Von Herrn L. SIEGERT.

(Mit 8 Textfiguren.)

Thale, 30. Juli 1912.

Den sogenannten „Pariser“ der Travertine von Taubach bezeichnet E. WÜST als Löß, den darin auftretenden Travertin erklärt er in seiner letzten Arbeit über Taubach für abnorm entwickelte Lößkindel.

Der Horizont des Parisers besteht nach meinen Untersuchungen zum weitaus größten Teile aus einer Travertinbank. In sie eingelagert, über oder unter ihr liegend, auf kürzere Strecken sie auch vollständig vertretend, kommt außerdem noch Lehm und toniger Lehm vor.

Schon das Tastgefühl zeigt, daß diese Lehme usw. kein Löß sein können. Sie sind dafür meist zu sandig, vor allem aber sind alle infolge eines höheren Tongehaltes weit plastischer als echter Löß. Eine exakte Prüfung dieser Sedimente vermittlels der mechanischen Analyse durch Schlämmen führte zu dem gleichen Ergebnis.

Die Schlämmanalysen von echtem Löß aus den verschiedensten Gegenden — geprüft wurden vorläufig solche aus der Magdeburger Börde, aus Thüringen und vom Niederrhein — ergeben ein ganz charakteristisches Diagramm der Korngröße, dessen Typus Fig. 1 zeigt.

Gekennzeichnet wird dieser durch das völlige Zurücktreten der groben Bestandteile bis zu 0,1 mm, durch das plötzliche ungemeine Vorherrschen der Korngröße von 0,05 bis 0,01 mm und durch das ebenso schnelle Zurücksinken des Prozentsatzes der allerfeinsten Teile.

Den gleichen Typus des Korngrößendiagrammes weist auch künstlich oder natürlich entkalkter, aber noch auf primärer Lagerstätte befindlicher Löß auf, wie die Fig. 2 und 3 zeigen.

Prozent

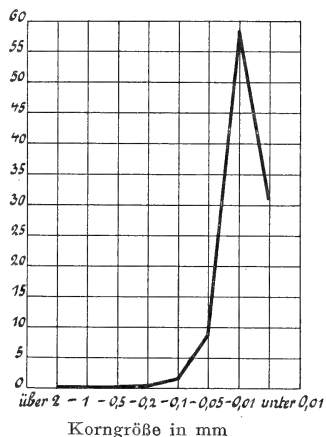


Fig. 1.

Löß von Hecklingen (Staßfurt).

Prozent

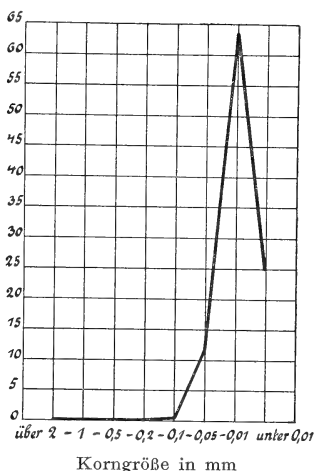


Fig. 2.

Löß von Hecklingen (Staßfurt).

Dieselbe Probe wie Fig. 1.

Lösungsrückstand nach Behandlung mit Essigsäure.

Prozent

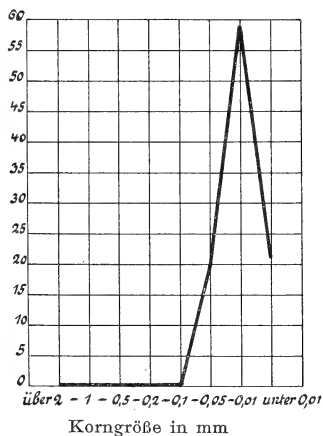


Fig. 3.

Lößschwarzerde von Körbisdorf (Halle).

Prozent

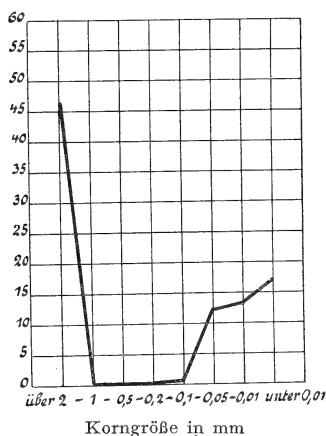


Fig. 4.

Basis des Parisers.
Bruch von Haubold (Ehringsdorf).

Der Prozentgehalt der verschiedenen Korngrößen ist demnach wohl eine wesentliche, auch durch die Verwitterung unzerstörbare Eigenschaft des Lösses. Das Diagramm der Korngröße dürfte daher wohl mit einer der schärfsten Definitionen des Lössbegriffes sein, bei welcher alle subjektiven Momente, die jetzt eine große Rolle spielen und zu einem oft recht weiten Umfang des Lössbegriffes und damit zu manchen Mißverständnissen in der Lössfrage führen, völlig ausgeschlossen werden. Auch eine schärfere Definition ähnlicher Sedimente, wie Mergelsande, Sandlöss, Lehme, Tone usw., sowie die Unterscheidung von primärem und umgelagertem Löss dürfte sich durch die gleiche Methode ergeben, worüber ich mir weitere Studien vorbehalte.

Die Lehme und Tone des Parisers besitzen nun eine ganz andere prozentuale Verteilung der verschiedenen Korngrößen, wie die folgenden Diagramme Fig. 4—6, eine Auswahl aus einer größeren Zahl von Schlämmanalysen¹⁾, zeigen.

Teils sind hier die gröbsten, teils die feinsten Korngrößen reicher vertreten als im echten Löss. Bis jetzt wurde aber unter den lehmartigen Sedimenten des Parisers auch nicht ein einziges angetroffen, bei dessen mechanischer Analyse sich das oben gegebene charakteristische Lössdiagramm ergeben hätte. In dem sogenannten Pariser treten also Lehme und tonige Lehme auf, aber kein echter Löss.

Ebenso wenig wie der Pariser Löss ist, sind auch die Travertinbänke des Parisers Lösskindel, wie E. Wüst behauptet. Schon der Umstand, daß weitaus der größte Teil des gesamten Horizontes von Travertin und nicht von lehmähnlichen Massen gebildet wird, daß also die sekundären Lösskindel das primäre Lössgestein an Gesamtmasse weitaus übertreffen würden, spricht gegen alle Erfahrung. Sodann bildet dieser Travertin des Parisers nicht etwa kleine, isolierte Partien, sondern eine weithin durchgehende, oft völlig einheitliche und dichte Bank, aus welcher sogar Fensterbänke angefertigt werden, gewiß auch ein Novum für Lösskindel.

Am exaktesten zeigt auch hier wieder die mechanische Analyse, daß der Travertin des Parisers nicht sekundär in echtem Löss entstanden ist. Der Lösungsrückstand eines echten Lösskindels nach Behandlung mit Essigsäure ergibt bei der mechanischen Analyse das in Fig. 7 dargestellte Diagramm der Korngröße, das also dem Typus des echten Lösses entspricht.

¹⁾ Alle in dieser Mitteilung erwähnten mechanischen und chemischen Analysen des Travertins wurden im Laboratorium für Bodenkunde von Herrn Chemiker Dr. MUENK ausgeführt.

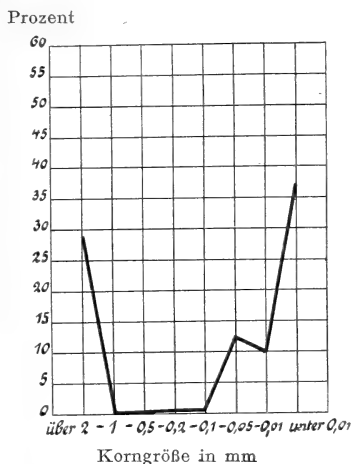


Fig. 5.
Pariser 1 m unter der humosen
Oberfläche. Bruch von Hacke-
messer (Ehringsdorf).

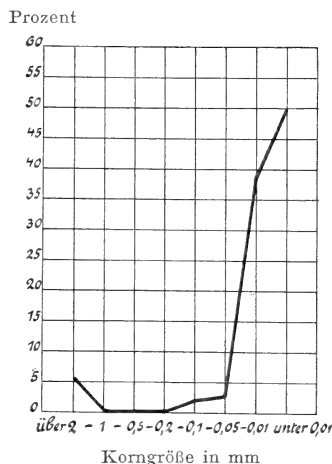


Fig. 6.
Oberkante des Parisers.
Steinbruch von Fischer
(Ehringsdorf).

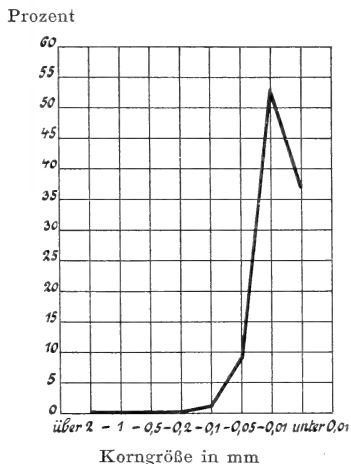


Fig. 7.
Echtes Löbkindel (Naumburg).
Lösungsrückstand nach Behand-
lung mit Essigsäure.

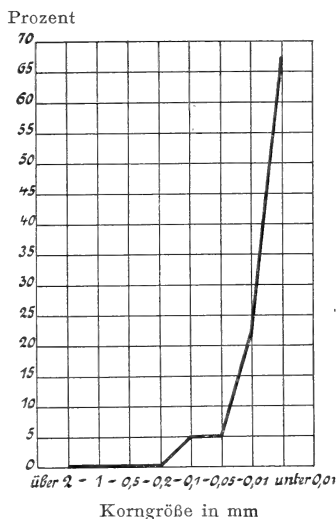


Fig. 8.
Pariser. Steinbruch von Haubold
(Ehringsdorf). Lösungsrückstand
nach Behandlung mit Essigsäure.

Der Travertin des Parisers, dem gleichen Verfahren unterworfen, gibt Diagramme der verschiedensten Art, am häufigsten vom Typus der tonigen Lehme des Parisers, wie Fig. 8 zeigt, die aus einer größeren Anzahl von Analysen wahllos herausgegriffen wurde.

Daraus geht mit absoluter Sicherheit hervor, daß die Kalkbänke des Parisers nie in echtem Löß als Lößkindel entstanden sind, wie WÜST ohne jeden Beweis behauptet.

Ganz den gleichen Typus des Korndiagramms der Lösungsrückstände, wie er in Fig. 8 dargestellt wurde, zeigen auch andere Bänke der Taubacher Travertine über und unter dem Pariser. Es wird also der Travertin des Parisers die gleiche Entstehung haben, wie die übrigen Travertinbänke. Die Wasser, aus denen sich der Travertin bildete, flossen so langsam, daß sie eben nur die feinsten Lehm- und Tonpartikelchen mit sich führen konnten, welche zugleich mit dem Kalk sedimentierten. Wo schnellere Wasser zirkulierten und gröbere Sedimente abgesetzt wurden, trat die Travertinbildung zurück. Es wurden hier gröbere Sedimente abgesetzt, die teilweise so vorherrschen, daß zusammenhängende Kalkbänke ganz fehlen und nur kalkhaltige Lehme usw. entstanden.

Mit diesen Ergebnissen der mechanischen Analyse stimmt auch der makroskopische Befund in den Steinbrüchen überein, der alle möglichen Übergänge von der dichten Travertinbank bis zum gewöhnlichen sandigen Lehm kennen lehrt. Zunächst treten im dichten Travertin kleine Lehm- und Tongallen auf; dann werden diese größer, treten miteinander in Verbindung, so daß sich durchwachsende Skelette von Lehm und Kalk bilden; der Kalkstein tritt immer weiter zurück, bis er schließlich nur noch wenig miteinander zusammenhängende oder ganz isolierte Partien im Lehm bildet und schließlich ganz verschwindet. Daß nebenbei auch einmal eine lößkindelartige Konkretion vorkommt, soll nicht in Abrede gestellt werden, derartige Bildungen sind ja keineswegs ausschließlich auf den Löß beschränkt. Für die Frage, ob der Pariser Löß ist oder nicht, haben derartige an Masse ganz zurücktretende Bildungen nicht die geringste Bedeutung.

Der einzige Unterschied zwischen der Travertinbank des Parisers und den anderen Travertinbänken besteht in dem etwas geringeren Kalkgehalt. Die von WÜST betonte Gesetzmäßigkeit, daß die Travertine unter dem Pariser einen bedeutend höheren Kalkgehalt als die oberen Travertinbänke besitzen sollen, existiert gleichfalls nicht. Nach den von Herrn Dr. MUENK ausgeführten Kalkbestimmungen von den ver-

schiedensten Travertinbänken, die später ausführlich mitgeteilt werden sollen, schwankt der Kalkgehalt folgendermaßen:

Obere Travertine	81,8—90,1	Proz.
Pariser	59 — 65,8	-
Untere Travertine	80,8—93,7	-

Es ist also zwischen oberer und unterer Travertine überhaupt kein Unterschied des Kalkgehaltes vorhanden. Der Unterschied im Kalkgehalt der einzelnen Bänke der unteren Travertine ist mit 13 Proz. ebenso hoch, wie der Unterschied zwischen der kalkärmsten Bank der unteren Travertine und dem Pariser, der ca. 15 Proz. beträgt. Wo aber einmal so bedeutende Schwankungen des Kalkgehaltes der verschiedenen Bänke entstanden sind, ist der niedere Kalkgehalt des Parisers überhaupt nicht mehr auffällig; eine Bank muß eben die kalkärmste sein. Die Gesetzmäßigkeiten, welche WÜST zu konstatieren glaubte, beruhen also auch hier wiederum auf unzureichendem Tatsachenmaterial.

Auch die Einschwemmungen von Lehm sind keine Besonderheit des Parisers, sondern treten in der oberen Travertine ebenso auf, wo sie, ähnlich wie im Pariser, sich als deutliche Rinnen markieren. Einen Fingerzeig für die Frage, woher die etwas reichlicheren Lehmeinschwemmungen des Parisers kommen, gibt uns vielleicht die Höhenlage dieser Bank, die in den Brüchen von KAEMPFE, HAUBOLD, FISCHER und SAALBORN mit ca. 233 m ziemlich genau mit der Höhe zusammenfällt, welche die Terrasse der II. Interglazialzeit bei Ehringsdorf besitzen muß, während die so ganz andere Höhe des Parisers in dem Bruch von HACKEMESSER (ca. 245 m) ungefähr der Höhe der Hauptterrasse der I. Interglazialzeit entspricht. Der von WÜST konstruierte, durch nichts bewiesene Zusammenhang des Parisers im HACKEMESSERSchen Bruch mit dem der tiefer liegenden Brüche würde dann auch hinfallen. Die Lehme des Parisers würden dann aufgearbeitete Terrassenlehme sein, ihre größere Menge würde sich aus der Nachbarschaft jener Terrassen erklären. Für diese vorläufige Vermutung, auf welche nach eingehender Prüfung wieder zurückgekommen werden soll, spricht auch der Reichtum von Ilmgerölln an der Basis des Parisers.

Aus allem aber dürfte schon jetzt mit einiger Sicherheit hervorgehen, daß der Pariser „dieser eminent wichtige Horizont“, wie WÜST ihn nennt, nichts weiter ist als eine Travertinbank, ganz ähnlich den übrigen Bänken. Die Behauptung von WÜST — auch nur den Versuch eines Beweises zu erbringen

hat WÜST nicht für nötig erachtet — daß es sich hier um Löß und Lößkindel handele, schwebt völlig in der Luft! Und welche weitgehenden Schlußfolgerungen hat WÜST darauf aufgebaut!

30. Zur *Inoceramus* - Frage.

Von Herrn EDWIN HENNIG.

Berlin, den 1. November 1912.

Die letzt veröffentlichte der verdienstvollen *Inoceramus*-Studien des Herrn JOH. BÖHM (Diese Zeitschrift 1912, Heft 7, S. 399—404) veranlaßte mich, einige Notizen, die ich mir vor Jahren gemacht hatte, zu vergleichen. Es seien mir daraufhin einige Zusätze erlaubt. Ein wie unsäglich schwieriges Litteraturstudium dazu gehört so „alltägliche“ Typen wie *Inoceramus Brongniarti* und *Lamarcki* zu vergleichen bzw. als identisch zu erweisen, geht aus der Lektüre des kurzen Aufsatzes von Herrn BÖHM zur Genüge hervor. Das Gewühl von Autornamen und wenig klar begrenzten Speziesbezeichnungen ist schlechterdings unübersehbar. Wären nicht von Zeit zu Zeit ähnliche kritische Sichtungen wie die des Herrn BÖHM erfolgt, so wäre es heut wirklich bereits ein aussichtsloses Beginnen, auch nur den wichtigsten *Inoceramus*-Arten historisch nachzugehen. Aber auch mit ihrer Hilfe ist es wahrlich noch schwer genug, sich durch all die unzähligen Nebenwege und Sackgassen des Labyrinths hindurchzufinden.

Meine Ergänzungen zu den Darlegungen des Herrn BÖHM wollen lediglich der festen Überzeugung Ausdruck geben, daß endgültige Klarheit in gewissen Fällen überhaupt nicht mehr zu schaffen ist, ohne daß Tabula rasa gemacht und ein neues Gebäude auf ganz neuer Grundlage errichtet wird. Die Geschichte der *Inoceramus* zeigt besser als andere, vielleicht kaum besser bestellte Gebiete der Paläontologie, wie eine Reihe geringfügiger Versehen (auch die zufällige Zusammensetzung der jeweils zur Verfügung stehenden Sammlung spricht dabei ein gewichtiges Wort) verschiedener Autoren mehr und mehr vom wahren Sachverhalt ablenkt, ohne daß einem Einzelnen dabei ein besonderer Vorwurf zu machen, aber auch ohne daß die Wurzel des Unheils immer bloßzulegen und damit zu beseitigen wäre. In wie verhängnisvoller Weise aber

diese Unsicherheiten und Irrtümer in die Stratigraphie und damit zusammenhängende Fragen hineinspielen und oft bereits hineingespielt haben, bleibe hier ganz ununtersucht.

I.

Inoceramus Lamarcki und *Brongniarti* gehören zu den erst aufgestellten Arten der Gattung und pflegen von allen Sammlungen als wohlbekannt und festumgrenzt, ja wohl gar als Leitfossilien betrachtet zu werden. Da klingt es denn recht wundersam, daß sie nun nach vollen 80 Jahren als synonym hingestellt werden konnten. Freilich geschieht das nicht zum ersten Male, hoffentlich mit besserm Erfolge als bisher.

PARKINSON stellt 1819 den *Inoceramus Lamarckii* auf. BRONGNIART veröffentlichte 1822 einen *Inoceramus Lamarckii*; die betreffende Abbildung ist die Kopie einer gleichzeitig von MANTELL gegebenen. Einer von beiden macht aber die offenbar getroffene Verabredung versehentlich zu nichte; denn bei MANTELL erscheint die Wiedergabe als *In. Brongniarti* und eine andere Figur auf der gleichen Tafel trägt den Namen *Lamarckii* (Taf. 27, Fig. 1). Beide *Lamarcki*¹⁾ stimmen auch nicht mit dem von PARKINSON überein, so daß nun immerhin schon drei Typen desselben Namens vorliegen.

Das ist aber erst die Einleitung: SOWERBY läßt *In. Lamarcki* anscheinend ganz fallen, wenigstens zieht er die beiden MANTELLSchen Abbildungen als *In. Brongniarti* zusammen, erwähnt BRONGNIARTS Arbeit überhaupt nicht und gibt weder Beschreibung noch Abbildung von einem *In. Lamarcki* PARK.

Das hindert GOLDFUSS nicht, ausgerechnet SOWERBY als Autorname zum *In. Lamarcki* hinzuzufügen und im Gegensatz zu ihm MANTELLS *Brongniarti* (mit Berufung auf die Wiedergabe bei BRONGNIART) in *In. Lamarcki* umzuändern, dafür aber auf dessen *In. Lamarcki* (diesmal im Einverständnis mit SOWERBY) den Namen *In. Brongniarti* zu übertragen, wobei er noch die Urheberschaft des *Brongniarti* fälschlich PARKINSON zuschreibt.

Der *In. Lamarcki* bei GOLDFUSS wird nun von SCHLÜTER in *In. virgatus* umgetauft, derjenige MANTELLS (statt wie von SOWERBY und GOLDFUSS als *Brongniarti*) von D'ORBIGNY als

¹⁾ Ich folge der BÖHMischen Schreibweise. PARKINSON schrieb *Lamarckii*; daneben finden sich in der Literatur *Lamarkii* und *Lamarki*. Aber diese Unsicherheit betrifft wenigstens nur die Form, nicht den Inhalt.

In. striatus aufgefaßt, derjenige D'ORBIGNYS aber (SCHLÜTER schreibt S. 259, Fußnote fälschlich MANTELLs!), der sich gleich GOLDFUSS auf die gemeinsame BRONGNIART-MANTELLsche Abbildung beruft, gilt VON STROMBECK wieder als *In. Cuvieri* (vgl. J. BÖHM: S. 400—401, Anm.).

Vom eigentlichen *In. Lamarcki* PARK. ist längst nicht mehr die Rede, und DESHAYES und SCHLÜTER (s. BÖHM) stimmen dem Vorschlage VON STROMBECKs bei, die Spezies *In. Lamarcki* ganz einzuziehen. Ungeachtet ihres moralischen Todes lebt sie aber in Sammlungen und Schriften unter den Flaggen eines PARKINSON, BRONGNIART, MANTELL, SOWERBY, D'ORBIGNY, GOLDFUSS u. a. m. lustig weiter.

WOODS (in seiner Monographie der Kreide-Lamelli-branchiaten) und mit ihm BÖHM vollziehen nun also aufs neue die Vereinigung des *Inoceramus Brongniarti* und *Lamarcki*, lassen aber im Gegensatze zu SOWERBY, STROMBECK, SCHLÜTER, DESHAYES den Namen *Brongniarti* fallen und bringen den in der Tat älteren des *Lamarcki* wieder zu Ehren.

Die Synonymen von *Brongniarti* fließen demnach mit denen von *Lamarcki*, die BÖHM aufzählt, ebenfalls zusammen. Dazu sei nur folgendes noch erwähnt:

GOLDFUSS bildet neben *In. Lamarcki* den *In. Brongniarti* (beide mit dem falschen Autornamen) Taf. 111, Fig. 3a—d ab, MEEK (S. 38 Fußnote) zitiert diese Figur irrtümlich als *In. alatus*; VON STROMBECK findet die Abbildung des *In. annulatus* GOLDFUSS auf Taf. 110, 7 noch typischer für die Spezies und rechnet auch den *In. cordiformis* SOW., dessen Originalbild GOLDFUSS mit einem gewissen Bedenken gegenüber der Identität mit seinen eigenen Stücken reproduziert (Taf. 110, 6b), und der nicht mit *In. Cor* MÜNSR. (GOLDFUSS S. 111, Taf. 109, 7a—b) verwechselt werden darf, gleichfalls zum *Brongniarti*.

Es wäre also selbst jetzt noch übertrieben, bezüglich der Umgrenzung des *Inoceramus Lamarcki* (+ *Brongniarti*) von Eindeutigkeit und Klarheit zu sprechen. Kann sich doch BÖHM (S. 403) bereits wieder WOODS nicht anschließen in der Hinzuziehung des *Cuvieri*¹⁾ und *latus*. Als einen seiner Gründe gibt BÖHM die Schwierigkeit an, die „der Verfolgung

¹⁾ Man behalte immer im Auge, wie diese jetzt bei näherem Hinsehen ineinander verschwimmenden Formen dazu haben herhalten müssen, die einzelnen Kreidehorizonte gegeneinander abzugliedern, und wie aus jener Gliederung weitere Schlüsse nach anderer Richtung gezogen worden sind. Wer wollte da jetzt noch Irrtümliches und Richtiges in allen Fällen sondern?

gleichaltriger Ablagerungen“ aus einer „so weiten Spannung der Variationsbreite“ erwachsen müsse. In diese Lage haben wir uns aber schon mehrfach finden müssen. Ich erinnere daran, wie LUKAS WAAGEN bei monographischer Behandlung des *Oxytoma inaequivalve* (Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt 41, 1901) solche „Leitfossilien“ wie *Pseudomonotis sinemuriensis*, *Münsteri* usw. als Angehörige eines einzigen, kaum trennbaren Formenkreises erkennen mußte, der vom Rhät bis in die Kreide reicht! Mit *Pecten demissus*, *Trigonia costata* u. a. m. steht es nicht besser. Gewiß sind solche Ergebnisse für den Stratiographen betrübend, denn sie entziehen ihm wichtige Stützpunkte. Aber letzten Endes ist es doch nur der Verlust — eines paläontologischen Irrtums, der meist aus der anfänglich mangelnden Übersicht des Gesamtmaterials entsprang. Dies eine Argument wird also kaum gelten dürfen; womit das andere jedoch unangetastet bleibt.

II.

Wie sich die fast hoffnungslos verschlungenen Fäden unversehens auch noch mit den Grenz- und Nachbargebieten verweben können, zeige uns ein zweites Beispiel.

Wir gehen wieder von PARKINSON aus, der unter anderm den *In. concentricus* aufstellte.

Weitere Autoren, so auch SOWERBY, bildeten die Art ab, auch bei FISCHER VON WALDHEIM (1837, *Oryctographie de Moscou*, S. 177, Taf. 20, 1—3) findet sich der *Inoceramus concentricus* wieder.

Ebenso waren andere jurassische und cretacische Inoceramen (*rugosus*, *dubius*, *Cripsii*, *gryphaeoides*, *undulatus*) aus russischen Grenzschichten des Jura und der Kreide namhaft gemacht worden; LEOP. VON BUCHS Scharfblick war es aber nachträglich gelungen, das Aviculiden-Schloß an der Mehrzahl von ihnen nachzuweisen, das bei aller äußerlichen Übereinstimmung eine scharfe Trennung von *Inoceramus* verlangte.

KEYSERLING (1846, Petschoraland, S. 289 ff., Taf. 16, 13—15), der daraufhin die neue Aviculiden-Gattung *Aucella* aufstellte, taufte auch FISCHERS *In. concentricus* in *Auc. concentrica* um.

TRAUTSCHOLD (1868) wies aber nach, daß es sich dabei doch nicht um einheitliche Formen handelte, und gab der letzteren den Namen *Aucella Keyserlingiana*.

TOULA (1874) glaubte indessen die Priorität wahren zu müssen, und stellte den Namen *Auc. concentrica* mit dem Zusatz KEYS. non FISCHER wieder her, so daß nun *In. concentricus*

und *Auc. concentrica* aus gleichen Schichten und Fundorten nebeneinander bestehen.

TULLBERG (1881) griff andererseits auf den Namen *Auc. Keyserlingiana* TRAUTSCH. zurück und teilte sie zugleich in die Variationen *majuscula* und *obliqua*, ohne dabei auf die schon von KEYSERLING getroffene Sonderung in var. *rugosa* und var. *sublaevis* Rücksicht zu nehmen.

LAHUSEN (1888—89) endlich glaubte es besonders gut zu machen, wenn er den beiden Gegenpärsten den dritten namens „*Aucella Keyserlingi* (TRAUTSCH.) nov. sp. (= *Auc. concentrica* non FISCHER var. *rugosa*)“ entgegenstellte.

POMPECKJ (1901) versagt ihm nicht die Anerkennung; an einer anderen Stelle seiner sehr bemerkenswerten Arbeit stoßen wir aber auf einen zweiten Ausläufer des *Inoceramus concentricus* und damit auf den Knotenpunkt, in dem sich der bisher geschilderte, für paläontologische Zustände verhältnismäßig harmlose Verlauf zum unentwirrbaren Knäuel verstrickt; das ist der Typus seiner neuen Gattung *Aucellina: A. gryphaeoides* SOW. sp.

Als *Inoceramus gryphaeoides* schied SOWERBY der Ältere mit gewissem Zögern die im Green Sandstone von Lyme Regis vorkommenden, *In. concentricus* stark ähnelnden Formen ab, fand damit jedoch nur bei MORRIS Anklang, während SCHLÜTER sich reserviert verhält, und alle übrigen Autoren *gryphaeoides* mit *concentricus* wieder vereinigen, unter ihnen auch GOLDFUSS, der andererseits eine von SCHLOTHEIM (1820—23) als *Mytilus*, von MÜNSTER (1833) als *Gervillia* beschriebene Form unter dem Namen *In. gryphoides* nov. sp. aufstellte.

Zum Überfluß taucht nun noch *Avicula gryphaeoides* von JAMES DE CARLE SOWERBY dem Jüngeren (1837, Transact. Geol. Soc. IV, S. 335) auf, von deren größerer Schale der Autor sagt: when alone, it may easily be mistaken for *Inoceramus concentricus*; VON STROMBECK stellte sie zur *Aucella*; POMPECKJ erhob sie, wie erwähnt, zur selbständigen Gattung *Aucellina* und verliebte ihr noch den *Inoceramus Coquandianus* D'ORB. (POMP. schreibt *In. Coquandi*) ein. Bei dem gleichen Spezies- und Autornamen konnte es aber natürlich nicht fehlen, daß sie mit dem *In. gryphaeoides* ständig identifiziert und verwechselt wurde.

Das ist noch nicht alles: SOWERBY SR. beschrieb seinen *In. gryphaeoides* aus dem „Green Sandstone west of Lyme Regis“ und „Blue Marle at Ringmer in Sussex“, von denen die schweizerische Übersetzung der Mineral Conchologie (DESOR

und AGASSIZ, 1842—44) behauptet, daß es sich um Lias handle. Auch der *Inoceramus concentricus* stammt aus „blue Marle“ von Sussex; natürlich sind alles echte Kreideformen, ebenso wie die *Avicula* (*Aucellina*) *gryphaeoides* SOW. JR. aus dem oberen Gault und unteren Cenoman und *Aucella concentrica* aus dem Gault. Wohl aber stammt die GOLDFUSSsche Form *gryphoides* aus dem Lias. MORRIS führt in seinem Catalogue (1843) *Avicula gryphaeoides* doppelt auf, einmal aus dem Upper Greensand (auf den sie nicht beschränkt ist) und dann sogar als Synonym von *Avicula speluncaria* QUENST. aus permischem „Magnesian Limestone“ (die gleiche Horizontbezeichnung findet sich außerdem im untersten Silur des amerikanischen Seengebietes wieder). Nach POMPECKJ besitzt auch die *Aucellina* (*Avicula*) *aptiensis* „mit *Pseudomonotis speluncaria* SCHLOTH. sp. große Ähnlichkeit in der äußeren Form“. Nun sehe man die Litteratur daraufhin an, wie all die Inoceramen, Aviculiden, Aucellen als *gryphaeoides* oder *gryphoides* mit Berufung auf die verschiedensten Autoren bald im Lias, bald in der mittleren Kreide auftauchen und mit den auch unter sich verwechselten *In. concentricus* und *Aucella concentrica* vertauscht werden! —

Ich wiederhole meine Behauptung, daß auf Grund solcher historischen Verworrenheit nicht mit Erfolg gearbeitet oder auch nur mit Sicherheit bestimmt werden kann. Das Gewebe ist nachgerade so verfilzt, daß man keine Literaturstelle herausheben kann, ohne ganze, scheinbar völlig gesonderte Komplexe mitzureißen. Jede andere Behandlung als eine monographische, die mit souveräner Willkür neue Einteilung schafft und aus der großen, gewiß nicht zu mißachtenden Arbeit der letzten 80 Jahre nur das herausnimmt, was sich solcher Neuordnung fügt, droht die Verwirrung weiterzuspinnen statt sie zu lösen. Und dann wäre noch abzuwarten, ob solche Arbeit sich allgemeine Anerkennung verschaffen könnte, oder ob nicht starres Festhalten am Prioritäts-Prinzip die Absicht durchkreuzte, ja ins Gegenteil umschlagen ließe. Denn dann wäre ja wiederum nur ein neuer „Gegenpapst“ geschaffen. Es liegt also tatsächlich kaum in der Macht des Einzelnen, neue Grundlagen zu geben und allen denjenigen, die nur kurz bestimmen oder sich stratigraphisch orientieren möchten, ohne sich erst durch das ganze Labyrinth hindurchzutasten, ein so zeitraubendes und unfruchtbares Litteraturstudium zu ersparen. Es sei dabei auch der kaum minder großen außereuropäischen Literatur gedacht (Amerika, Australien usw.), in der allzuhäufig neue Inoceramen-Arten auf z. T. ganz vereinzelte Funde aufgebaut

wurden. Nach den immer wieder gemachten Erfahrungen könnte nur der Vergleich der Originale oder ihrer Abgüsse bei monographischer Zusammenfassung brauchbare Resultate liefern. Oder aber — so übertrieben es klingen mag — zur Revision des einen Genus *Inoceramus* wäre internationales Zusammenarbeiten erforderlich!¹⁾ —

Und das ist die „*Inoceramus*-Frage“!

31. Einige Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns.

Von Herrn F. FELIX HAHN.

(Mit drei Textfiguren.)

München, den 6. Oktober 1912.

Wenn auch meine Studien über die Flyschzone Südbayerns, die im Frühjahr 1911 begonnen wurden, naturgemäß noch keineswegs zu endgiltigen Schlüssen berechtigen, fühle ich mich doch veranlaßt, einige Beobachtungen, die sich im Verlauf der Begehungen zwischen Leitzach und Halbammer ergaben, zu veröffentlichen. Und dies einmal aus dem Grunde, da es sich in den besprochenen Aufschlüssen um Augenblicksbilder handelt, die an steilen Hängen gelegen, bei der bekannten Neigung des Flyschgeländes zu Rutschungen im besten Falle nur etliche Monate zu sehen und nachzukontrollieren sind. Des weiteren sind aber in letzter Zeit wertvolle Neubearbeitungen der Schlierseerberge (von E. DACQUÉ)²⁾ und der Benediktenwandgruppe (von P. D. AIGNER)³⁾ erschienen, die beide auch noch auf die angrenzende Flyschzone übergreifen, dabei aber einige nicht ganz richtige Beobachtungen und Deutungen enthalten, die zu mißlichen Irrtümern Anlaß geben könnten.

Es handelt sich zunächst um die Grenzfläche zwischen Flysch und ostalpiner Randzone. Man wird E. DACQUÉ

¹⁾ Es sind mancherlei verschieden organisierte Bestrebungen im Gange, uns wenigstens von der Unübersichtlichkeit der Literatur zu befreien. Hier aber handelt es sich darum, den Stoff selbst neu zu gestalten.

²⁾ Mitteilungen Geogr. Ges. München VII, 2, 1912, S. 211.

³⁾ Mitteilungen Geogr. Ges. München VII, 3, 1912, S. 317.

Dank wissen für deren sorgfältige Begehung und Darstellung, die uns ein im ganzen recht zutreffendes Bild über die Art des heute vorhandenen Kontaktes gibt. Vor allem lenkt der kräftige Vorstoß der ostalpinen Masse an den Kreuzbergalm westlich des Schliersees sofort den Blick auf sich, in seinem Verlauf untrüglich eine gar nicht sonderlich steil südgeneigte Fläche verratend. Von da läßt nun aber DACQUÉ die Grenzlinie gegen Südwest zum Rottacher Schweighof in mehreren aus- und einspringenden Bögen verlaufen, deren geometrische Analyse einen äußerst unruhigen, um nicht zu sagen wenig wahrscheinlichen Mechanismus ergeben würde. Eine den Einzelheiten nachgehende Untersuchung an Ort und Stelle überzeugt an der Hand einer offenbar erst kürzlich durch bedeutende Erdbewegungen geschaffenen Aufschlußreihe in dem nordsüdlich gerichteten Quellast des Aalbachs, daß der erwähnte Kontakt sich hier tatsächlich aus zwei ungleichwertigen Komponenten zusammensetzt, deren eine, im wesentlichen Nord—Süd bis $N30^{\circ} O-S30^{\circ} W$ gerichtet, einer echten Blattverschiebung entspricht, während die andere Ost—West bis $O NO-W SW$ gerichtet, bei südlich bis südöstlicher Flächenneigung den Charakter der primären Grenzebene wahr.

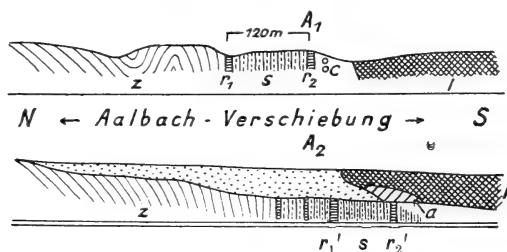
Steigt man nämlich von der Höhe P. 1330 (Karte 1:25000, Blatt Schliersee) südlich der Gindelalm auf der östlichen Talseite des oberen Aalbachs ab, so stößt man nach Durchquerung der Zone der Zementmergel und Kalke ($N 70-80^{\circ} O$ str. S fall. $35-60^{\circ}$, lokale Muldung und Sattelung westlich Kreuzbergalm) an der Mündung des mittleren der drei von der Kreuzbergalm westlich herabziehenden Quelläste auf die Grenzletten und in diesen auf das erste rote Band¹⁾. Ein von da südöstlich aufwärtsführender Holzweg bringt zunächst in grünlichgraue sandige Gesteine, dann nach etwa 120 m zum zweiten roten Band, dem die südliche Grenzkonglomeratbank (am Nordhang des dritten, südlichen Quellastes) anlagert. Jenseits des letzteren beginnt bereits gequälter Fleckenmergel.

Ein Blick auf das Gegenufer des Aalbachs lehrt, daß in diesem in nordsüdlicher Richtung eine horizontale Verschiebung um etwa 130 m stattgefunden hat, so zwar, daß östlich die besprochene Serie gegen Nord vorgeschoben ist. Westlich bewegt man sich nämlich von Norden absteigend viel länger in der Zementmergelserie und kommt erst nach A_2 zu dem r_1 entsprechenden r_1' , obwohl das generelle Schicht-

¹⁾ Auf der Karte DACQUÉS 2 mm zu weit nördlich eingetragen.

streichen nur $10-15^{\circ}$ von O—W abweicht. Interessanterweise ist nun auf r_2' schwebend eine gar nicht unbedeutende Masse rötlichen, knolligen Malmkalks (25° N fall., von der Art des Tegernseer Marmors) in einer Anschnittlänge von 20 m und einer Höhe von bis zu 4 m aufgeschlossen, der seinerseits von arg verdrückten schwarzen Fleckenmergeln (N NO fall. 35°) überkleidet wird. Diese stehen mit der gegen die Aalbachalpe ziehenden Hauptmasse des Lias in unmittelbarem Zusammenhange.

Östliche Talseite.



Westliche Talseite.

Fig. 1.

Flysch: z Zementmergel und Kalk. r_1 und r_2 Rote Letten.

s Sandige Schiefer, dunkle Letten. c Konglomerat.

Ostalpine Gesteine: l Liasfleckenmergel. a Rötlicher Malmkalk.

Die Punkte A_1 und A_2 entsprechen sich auf beiden Talseiten.

Der schöne Aufschluß legt einmal nahe, daß der Vorstoß der Flyschzone in der Tegernseer Gegend ebenso wie bei Kochel, wo dies die vorzüglichen KNAUERSchen Untersuchungen äußerst wahrscheinlich machen, vermittels sich summierender Blattverschiebungen vor sich geht, eine Beobachtung, die ich in ersterer noch an verschiedenen Stellen (so dicht westlich der Aalbachalpe) bewahrheitet fand; zum anderen wird unsere Überzeugung von der deckenförmigen Überlagerung der Flyschzone durch die ostalpine Masse doch auch durch solch kleine, aber augenfällige Beweise an Ort und Stelle gekräftigt. DACQUÉS Karte weist einer Anregung H. IMKELLERS entsprechend östlich Schliersee und südlich des Oberleitenhofes einen ähnlichen, vergessenen Zeugen Aptychenkalks inmitten der Flyschumrahmung auf, leider ohne daß im Text dessen Bedeutung gewürdigt wäre.

Dieser Auffassung steht scheinbar eine Beobachtung AIGNERS im Benediktenwandgebirge gegenüber, der von irrig beurteilten Verhältnissen am und östlich des Sattelbachs ausgehend, dazu

geführt wurde, von einem „Heraufkommen“ einer Triaszzone unter dem Flysche (a. a. O. S. 398) zu sprechen. Tatsächlich streichen nun die schwarzen Liasfleckenmergel, deren Alter durch einen seinerzeit von A. ROTHPLETZ gesammelten *Amaltheus* sichergestellt ist, gegen Nordost zum Vogelkopf hinauf, tragen dort noch Reste rötlichen Radiolarits und eine Schuppe 65° Süd fallenden Hauptdolomits, der an der Quelle westlich P. 1210 von Kössenern überlagert wird. Der Flyschkontakt befindet sich hier somit 500 m nördlich der Stelle, die die AIGNERSche Karte angibt und die jurassischen Gesteine tauchen nicht unter den Flysch, sondern unter die nächste nach Süden folgende Triasschuppe, von der sie gegen Ost in die Tiefe gedrängt werden.

Es möchte schließlich scheinen, als ob die von AIGNER geäußerte Ansicht durch die jüngsten Bohrungen bei Wiessee zu stützen wäre, in denen rote, Hornstein führende Gesteine (Aptychenschichten?) zutage gefördert wurden. Aber schon C. W. v. GÜMBEL hat seinerzeit mit allem Recht auf die Übereinstimmung mit den in den Flysch eingebetteten oder diesem aufgeladenen Juraklippen des Algäus verwiesen, und so lange nicht andere und nur für die ostalpine Serie bezeichnende Gesteine in Kernbohrung durchsunken werden, kann von einer überzeugenden Beweisführung in dem oben erwähnten Sinne nicht die Rede sein.

Eine leicht zu Mißverständnissen verleitende Bemerkung DACQUÉS bezieht sich auf das Faltungsverhältnis von helvetischer Kreide zu Flysch. Es wird S. 254 a. a. O. von „Wechselagerung“ der beiden, S. 273 von „normaler Einlagerung“ und „gleichsinniger Mitverfaltung von Kreide in Flysch“ gesprochen; die „normale“ Folge von Flyschmergel-Seewen-Unterkreide läßt ihn dann in Profil 6 Tafel 9 eine sattelförmige Einwölbung von Kreide in Flysch annehmen, freilich unglücklicherweise an einer Stelle, wo dem idealen Linienschwung innerhalb des Flysches zufolge augenscheinlich eine Mulde vorhanden sein müßte. Die an zitierter Stelle als Beweis gebrachten Angaben erwecken aber ebenso wie die Ausdeutung DACQUÉS schwere Bedenken. Kann aus einem Kontakt von Gesteinen, deren Alter bis heute noch niemand einwandfrei bestimmen konnte, deren Eigenbau bis heute vernachlässigt wurde, mit irgend einem Glied der helvetischen Serie je auf die „Normalität“ dieses Kontaktes geschlossen werden, nachdem das „normale“ Hangende ja nirgends einwandfrei feststeht? Es ist dies erfreulicherweise keine offene Frage mehr. Die schönen Untersuchungen IMKELLERS, wie sie auf

der Karte W. FINKS¹⁾ der Tegernseer Berge und jener von DACQUÉ zur Darstellung kamen, erlauben eine entschiedene und zwar verneinende Antwort zu geben.

Betrachten wir das relativ klarst erschlossene Gebiet der helvetischen Kreide Oberbayerns, nämlich jenes nördlich der Neureut, so sehen wir etwa fünf Sättel und Mulden mit einer gesamten Ausstrichbreite von 1 km; eine durchschnittliche Wellenlänge von 200 m kann in den gegen Öd, Schuß usw. herabziehenden Gräben mühelos abgesprochen werden, eine Erfahrung, die sich am Stallauer Berg wiederholt und bis in die Gegend von Bergen kaum wesentlich ändert. Meine eigenen kartographisch festgelegten Beobachtungen ergeben dagegen als durchschnittliche Distanz der Flyschfalten 1000 m, eine Zahl, die sich besonders an Stellen mit Achsenhebung auf etwa 1500 m steigern kann.

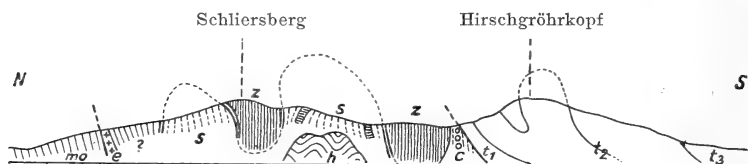


Fig. 2.

Molasse (mo). Eocän (e). Helvetische Kreide (h)
Flysch: Sandsteinzone (s). Kalkzone (z). Konglomerat (c).
Ostalpine Randkette: Schuppen 1–3 (t_1 t_2 t_3).

Maßstab ca. 1 : 80000.

Vergegenwärtigt man sich nun die Lage am Schliersberge, an dessen West- und Ostrand das Helvetikum den Flysch unterfährt und behält die relative Höhe des Ausstrichs von Kreide und Flysch im Auge, so geht aus dem allen hervor, daß die helvetische Serie in viel zu enger, zu komprimierter Wellung sich befindet, als daß der überlagernde Flysch normalerweise in dasselbe Faltungssystem einbezogen sein könnte. Ein Blick auf die beigefügte, schematisierte Profilskizze, die meine bisherigen Beobachtungen im Felde zusammenfassen soll, erhellt die Unmöglichkeit, zeigt aber zugleich, daß wohl tatsächlich Kreide zu Flysch in einer Art von sattelförmiger Beziehung stehen, allerdings die Kreide dabei in abgeschnürter Zwangsfaltung, der Flysch in breit ausladender Dachwölbung. Also diskordante Parallelfaltung ergibt die Beobachtung vor Ort im Verein mit der geometrischen Analyse der Eintragungen. Jeder Altersbeweis, der sich auf gleichsinnige Ver-

¹⁾ Geognostische Jahreshefte XIX, 1904.

faltung von Helvetikum mit Flysch innerhalb des besprochenen Gebietes stützt, hängt somit in der Luft.

Es ist dabei zunächst ganz gleichgültig, wie es um das Verhältnis der beiden großen Einheiten im Flysch untereinander bestellt ist. FINK und DACQUÉ glauben an ein höheres Alter der Kalkzone, ein jüngerer der Sandzone. Bei ersterem ist jedoch zu bemerken, daß dessen kartographischer Versuch, vor allem die profilmäßige Ausdeutung deswegen als mißglückt bezeichnet werden muß, da er es nicht verstanden hatte, von einer rein petrographischen zu einer den Verhältnissen entsprechenden stratigraphischen Gliederung den Weg zu finden. Was FINK als „Kieselkalk“ kartiert hat, ist bald tatsächlich der Gruppe der Zementmergel und Kalke angehörig, bald umfaßt es kalkige Teile der Sandzone, ja streckenweis sind überhaupt beide miteinander vertauscht, sofern nicht gar Teile der ostalpinen Masse als Flysch (tatsächlich Fleckenmergel und Aptychenschichten) zur Kartierung kamen. Der Holzerberg, dessen Verhältnisse schließlich FINK als beweisend für seine Hypothese ansah, ist so von lokaler Kleinfältelung beunruhigt, daß der Fund einer hieroglyphenbedeckten Platte hier natürlich gar nichts besagt. Die Schwäche der Voraussetzungen DACQUÉs wurde schon teilweise im vorangehenden besprochen. Es mag hinzugefügt werden, daß ja nicht nur aus den Mergeln, sondern auch aus den Sandsteinen gute Reste von Kreidefossilien bekannt sind; an die Möglichkeit, die stratigraphische Normalität des Kontaktes von Flysch zu dem einzelnen Eocänblock an der Leitzach darzutun — und das wäre eine der ersten Voraussetzungen — ist nach dem Gelände gar nicht zu denken.

Daß ich mich vorderhand der älteren, wohl zuerst von J. BOEHM¹⁾ mit einiger Sicherheit ausgesprochenen Auffassung (Sandsteinzone unten, Kalkzone oben) anschließe, hat besonders darin seinen Grund, daß an einigen Stellen des bayrischen Flyschzugs, die weniger komprimiert sind, aus dem Einfallen der Schichten in profilmäßiger Darstellung eine Muldenbeziehung der Zementmergel und Kalkzone, eine Sattelbeziehung der Gruppe der Sandsteine, Letten, Quarzite und plattigen dunklen Kieselkalke sich ungezwungen ergibt; zum anderen, daß es sowohl am Zwiesel wie in den Ammergauer Bergen eine mehrfach zu beobachtende Tatsache ist, daß ein relativ breiter Zug der Mergel- und Kalkgruppe sich bei Erniedrigung des Terrains im Streichen rasch verschmälert,

¹⁾ Paläontogr. 38, 1891.

während die beiden begrenzenden Wellen der Sandsteinzone sich in gleichem Maße verbreitern, ja völlig zusammenfließen. Dies legt den Schluß nahe, daß die Kalkgruppe die tektonisch höhere ist, somit innerhalb des besprochenen Gebiets in Muldenform zum Ausstrich kommt; damit ist jedoch noch keineswegs ein Schluß auf das absolute Altersverhältnis der beiden erlaubt, denn der Gedanke einer Inversion der gesamten Flyschmasse, der bekanntermaßen in jüngerer Zeit bereits ausgesprochen wurde, bedarf gewichtiger Gegengründe zur Ablehnung, die keineswegs auf der Hand liegen. Andererseits möchte ich hervorheben, daß sich in der gesamten Ausdehnung des bis jetzt begangenen Gebietes nirgends eine Beobachtung ergeben hat, die Bedenken gegen die stratigraphische Berechtigung einer Trennung des Flysches in die zwei großen Gesteinsgruppen hätte aufkommen lassen. An beliebig vielen Stellen kann man sich vielmehr davon überzeugen, daß stets die gleichen Serien von bunten Letten, charakteristischen Sandsteinen, Konglomeratbänken usw. sich nahe der Grenze von beiden Gruppen, sofern diese normal ist, einstellen, daß häufig der petrographische Bestand dieses Grenzpaketes ein solch gemischter ist, daß die genaue Grenzlegung auf erhebliche Schwierigkeiten stößt. So sehr sich aber auch in der Sandsteingruppe der ständige Facieswechsel geradezu als Charakteristikum geltend macht, der wesentliche Gegensatz der beiden großen Gruppen ist nicht wie O. M. REIS¹⁾ seinerzeit in schematischem Ausbau seiner Gedanken über vindelizisch-alpine Faciesgrenze anregen wollte, in faciiellen, sondern letzten Endes in zeitlichen Unterschieden begründet.

Eine letzte Reihe von Beobachtungen bezieht sich auf die Flyschkonglomerate. Es darf auch hier besonders anerkannt werden, daß E. DACQUÉ durch die Ausscheidung des südlichen Grenzkonglomerats die Arbeit des Flyschstratigraphen wesentlich erleichtert hat. Freilich kann ich ihm darin nicht beistimmen, daß diese Grenzbank der Kalkzone angehören soll. Wo hinreichend gute Aufschlüsse vorhanden sind und der kalkalpine Vorstoß nicht zu intensiv war, ist es ohne Schwierigkeit festzustellen, daß die Konglomeratbank stets von einer Reihe von sandigen, tonigen oder kieselkalkigen Gesteinen begleitet ist, die ebenso der echten Zementmergel und Kalkgruppe fremd sind, wie sie zu dem eisernen Bestand der Sandsteinzone gehören. In diesem Zusammenhange verdient

¹⁾ Voralpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. Geogn. Jahresh. 1895, S. 88 u. f.

ein in jüngster Zeit durch eine Weganlage neugeschaffener Aufschluß im Hofgraben westlich Schliersee ganz besonderes Interesse.

Dieses Profil durch die südlichste der Sandsteinzonen (Gesamtbreite 250 m in diesem Anschnitt) findet mit nordwärts sich anreihenden grünlichgrauen, mergeligsandigen Schiefern, dünnplattigen sandigen Kalken, Sandstein mit Hieroglyphen, endlich rot, grünlich und schwarz gefärbten Letten seinen Abschluß, da in der Höhe der Einsattelung südlich P. 1043 an beiden Hängen wie im Hofgraben selbst Ost-West streichende, mit 50° Süd fallende Zement-Mergel

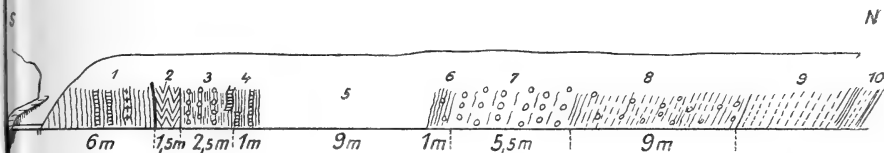


Fig. 3.

Hofgraben westlich Schliersee auf 1000 m.

1 Liasfleckenmergel als schwärzliche Mergel und dunkle Kalke mit einer Krinoideenbank. 2 Schwarze, grüne und rote Flyschletten, spitzgefaltet. 3 Dunkle sandige Schiefer mit einzelnen, auch kalkalpinen Geröllen. 4 Dunkle Kalke in grünlich-grauen sandigen Letten. 5 Gehängeschutt. 6 = 3. 7 Kompaktes Konglomerat mit sandig-kalkigem Zement. 8 = 6 = 3 mit einzelnen verhärteten Konglomeratlagen. 9 Übergang zu grobkörnigem Sandstein. 10 Übergang zu gewöhnlichem bräunlich witternden Flyschsandstein; in diesem einzelne schwarze Lettenstreifen.

und Kalke vorhanden sind, in der Grenzregion von den charakteristischen grünlichgrauen, dünnplattigen, klingenden Kalken mit reichlichem fukoidenführenden Lettenbesteg begleitet.

Ich muß kurz auf die Geröllnatur des Flyschkonglomerats zurückkommen. Man findet in älteren Werken häufig die Angabe, daß alpine Gerölle¹⁾ demselben fehlen sollen; doch auch bei E. DACQUÉ lese ich (l. c., S. 254) mit Erstaunen, daß „keines der Gerölle mit Sicherheit alpinen Charakter erkennen lasse“. Es ist nun zweifellos richtig, daß unter den schön abgerollten Geschieben Quarzite und adinolartige Gesteine, dann rote und grüne gepreßte Porphyre usw. weitaus überwiegen, die zweifellos nicht den Nordalpen entstammen; doch wo immer man genau und besonders die kleinen Verwitterungsfragmente untersucht, da lassen sich nordalpine Bruchstücke wiedererkennen. Um einige Belege zu erwähnen, so sei auf die Konglomeratbank südwestlich Unternogg an der Halbamermündung nahe der nördlichen Flyschgrenze hin-

¹⁾ Die GEYER, FUGGER usw. jedoch schon seit langem erwähnen.

gewiesen. Hier sind weiße Kalkgeschiebe (Wettersteinkalk), rote Radiolarite (Malm), braune sandige Kalke mit den so charakteristischen Dolomitfetzchen (Cenoman) ganz gewöhnlich verbreitet. Die Konglomeratbank des Mühlbachs nordöstlich des Bauern in der Au, an der Grenze von Flyschsandstein zu Liasfleckenmergel gelegen, führt verschiedene Gerölle eines schwärzlichen Kalkes, der von dem südlich anstoßenden Liaskalk nicht zu unterscheiden ist. In das Streichen dieses Konglomerats fällt die bekannte Konglomeratmasse im Sölbach nördlich des Bauern in der Au, die ebenfalls an Liasfleckenmergel sich anlehnt und graue, schwarzgetupfte Fleckenkalke, eine Menge eines gelblichen Raibler (?) Dolomits und Fragmente von grauem Hornsteinkalk (Malm) eingeschlossen hält, so daß sie recht cenomanähnlich wird. Doch die gleichen Konglomerate lassen sich über Waxelmoos zu den Quellbächen des Zeiselbachs bis an die Nordostseite des Sattelpfops verfolgen und hier schieben sich deutlich Sandschiefer und bunte Letten des Flysches zwischen Aptychenschichten und Konglomerat ein. Hier geht auch der gleiche bräunlich-schwarze, geröllführende Sandschiefer zutage, wie er oben in dem Profile des Hofgrabens geschildert wurde. An letzterer Stelle endlich fanden sich in diesem eingebettet bis 1,5 dm lange, schlecht gerollte Bruchstücke typischen Fleckenkalks. Der leicht zu verfolgende allmähliche Übergang des groben Konglomerats in echte Flyschsandsteine, die Zwischenlagerung roten Flysches dürfte aber Sicherheit genug geben, daß all die besprochenen Vorkommen nicht etwa dem ostalpinen Cenoman zuzurechnen sind.

Im Anschluß daran mag endlich noch auf eine Beobachtung aufmerksam gemacht werden, die für glazialgeologische Forschungen in diesen Gebieten von Interesse ist. Die kalkigsandige Matrix dieser Flyschkonglomerate verwittert nämlich um vieles leichter als die Geschiebekomponenten, diese einmal wieder gelockert, verrollen auf das schnellste und sind auch gar nicht selten den Moränen der kalkalpinen Eigengletscher der nördlichen Randketten einverleibt worden. Stößt man nun ohne Zusammenhang mit Flyschaufschlüssen auf solche vereinzelt Fremdlinge¹⁾, so läge daraus ein Schluß auf zentralalpine Eisbeimischung in gefährlicher Nähe.

¹⁾ So traf ich kürzlich mehrere grünlich-schwarze Diabasgerölle im hintersten Winkel des Rechelbachtals inmitten der Zementmergelzone auf 1000 m; ähnlicherweise sind diese Gerölle am ganzen Waxelmoosrücken verstreut.

32. Über eine Vergesellschaftung von Clymenien und Cheiloceren.

Von Herrn AXEL BORN.

Geologisches Institut Freiburg i. Br., August 1912.

Da ich es hier unternehme, Tatsachen bekannt zu geben, deren einwandfreie Deutung mir nicht möglich, sei es mir gestattet, zur Rechtfertigung dieses Verfahrens einige Worte zu sagen: Im Sommer 1911 hatte ich Gelegenheit, im Oberdevon Ostthüringens, speziell in der Gegend vom Bohlen, südlich Saalfeld, stratigraphische Untersuchungen anzustellen. Die Verhältnisse dort gestalteten sich schwieriger, als vermutet: Die Tektonik spielt hier eine nicht unbedeutende Rolle, die Mächtigkeit der einzelnen Horizonte ist relativ sehr groß, und die Häufigkeit der Fossilien war ebenso beschränkt, wie der Erhaltungszustand schlecht war. Die Arbeiten kamen daher in irgendeiner Beziehung zu keinem auch nur annähernden Abschluß. Auf Jahre hinaus bin ich nun durch anderweitige Arbeiten gebunden und verhindert, den geologischen Verhältnissen des ostthüringischen Oberdevons wieder näher zu treten. Daher entschieße ich mich, Tatsachen, die für weitere Arbeiten in diesen Gebieten von Nutzen sein können, der Öffentlichkeit zu übergeben.

Es handelt sich, wie der Titel sagt, um ein gemeinsames Vorkommen von Clymenien und Cheiloceren. Die Beschreibung der Fauna erfolgt am Schluß in einem paläontologischen Anhang. Das gemeinsame Vorkommen ist beschränkt auf eine 10 cm mächtige Bank rötlichen, mürben Kalkes, die sich überall in der Gegend des Bohlen in dem etwa 150 m mächtigen Oberdevon nachweisen läßt, aber nur im sogenannten Reschwitzer Bruch, gegenüber der Bohlenwand, gut erhaltene Fossilien geliefert hat.¹⁾

Soweit das Oberdevon der Gegend des Bohlen bekannt ist, sind hier zwei mächtige Quarzithorizonte in den rötlichen Knotenkalk eingeschaltet, und zwar beide in der oberen Hälfte des etwa 150 m mächtigen Oberdevons. Ungefähr 11 m unterhalb der unteren Quarzitbank liegt nun die Grenze zwischen einer unteren Abteilung von etwa 65 m grobem und

¹⁾ Herr Mauermeister WAGNER-Reschwitz war so freundlich, mich auf diesen Fundort aufmerksam zu machen.

einer oberen Abteilung von 65—70 m feinem Knotenkalk.¹⁾ An dieser Stelle findet sich besagte Bank, die in ihrer ganzen Mächtigkeit von 10 cm dicht nebeneinander Clymenien und Cheiloceren, besonders letztere in außerordentlich großer Zahl, enthält. Der gesamte Fossilinhalt der Bank, die nur auf eine kurze Strecke ausgenutzt werden konnte, war folgender:

<i>Cheiloceras</i> (<i>Centroceras</i>) <i>oxyacantha</i> SDBG.	375	Exemplare
<i>Clymenia annulata</i> MSTR.	12	-
<i>Clymenia</i> ex aff. <i>flexuosa</i> MSTR.	15	-

Zahllose Windungsbruchstücke zweifelloser Clymenien:

<i>Kochia</i> (<i>Loxopteria</i>) <i>laevis</i> FRECH	30	Exemplare
<i>Orthis opercularis</i> MURCH. VERN. KEYSERL.	2	-

Auffallend hieran ist die ganz ungewöhnlich hohe Individuenzahl des *Cheiloceras oxyacantha* SDBG., und bemerkenswert hierbei wiederum der hohe Prozentsatz der Jugendformen. Unter den 375 Exemplaren sind mindestens 300, also 80 Proz., sehr kleine Formen, deren Durchmesser nicht $\frac{1}{3}$ des Durchmessers der ausgewachsenen Individuen beträgt. So günstig die Lebensbedingungen hier für *Cheiloceras oxyacantha* SDBG. gewesen sein mögen, so wenige Individuen vermochten sich zu ausgewachsenen Formen zu entwickeln. Ob etwa in der Massenproduktion solcher anscheinend wenig lebensfähigen Formen senile Anzeichen zu erblicken sind, läßt sich nur vermuten.

Es fragt sich nun: Ist ein solches gemeinsames Vorkommen von Clymenien und Cheiloceren überhaupt etwas Außergewöhnliches? Wie die kurzen Betrachtungen im folgenden zeigen werden, ist diese Frage ohne weiteres zu bejahen.

Abgesehen von Arbeiten der beiden letzten Jahrzehnte fanden sich in früheren Arbeiten über das Oberdevon häufig Angaben, die schließen ließen, daß ein gemeinsames Auftreten beider Tiergruppen in den Clymenienschichten durchaus nichts Seltenes sei. Ich erinnere hier nur an die Arbeiten über das Oberdevon vom Enkeberg bei Brilon. Diese Arbeiten stammen jedoch fast stets aus einer Zeit, zu der das Mittlere Oberdevon noch nicht zur Ausscheidung, resp. zur allgemeinen

¹⁾ Herr E. ZIMMERMANN I, Berlin, der das Gebiet kartiert hat, war so freundlich, mich darauf aufmerksam zu machen, daß er mit den letzten Zahlenangaben und mit der Unterscheidung von feinerem und gröberem Knotenkalk nicht einverstanden ist. Demgegenüber sei bemerkt, daß infolge schwankender Mächtigkeit die Zahlenangaben nur bedingten Wert besitzen mögen, daß aber die Unterscheidung von feinerem und gröberem Knotenkalk mir sowohl am Bohlen selber, wie an der gegenüberliegenden Wand stets möglich gewesen ist.

Anerkennung gelangt war, und wo auch vielleicht nicht in der exakten Weise Bank für Bank auf ihren Fossilinhalt geprüft wurde, wie heute. Denn gerade in Bezug auf den Enkeberg haben die schönen Untersuchungen von R. WEDEKIND¹⁾ ergeben, daß auch nicht eine einzige Clymenie im Cheilocerenhorizont und nicht ein einziger *Cheiloceras* im Clymenienhorizont auftritt, daß also die exakteste Scheidung zwischen beiden Faunen vorhanden ist. Ähnliche Resultate sind in neuerer Zeit wiederholt erzielt worden. Wenn FRECH in seiner Arbeit: Über devonische Ammonoiten (Beitr. z. Geolog. u. Pal. Österr.-Ung., Bd. XIV) bei Besprechung der einzelnen Cheiloceren deren Auftreten im Clymenienhorizont erwähnt, so beruhen diese Angaben meist auf älteren Arbeiten oben erwähnter Art. Als Beispiel möchte ich die Verhältnisse von Gattendorf im Fichtelgebirge heranziehen. FRECHS Angaben bezüglich dieses Fundortes gehen zurück auf Arbeiten von GÜMBEL und MÜNSTER, die natürlich noch nicht an eine Ausscheidung vom Mittleren Oberdevon dachten. Seitdem ist niemand wieder den dortigen Verhältnissen nähergetreten, obwohl die Arbeiten genannter Forscher dringend einer Revision bedürften. Die Ergebnisse solcher Arbeiten sind natürlich keineswegs als Beweis für ein Auftreten von Cheiloceren im Clymenienhorizont zu verwerten. Nach meinen immerhin geringen Aufsammlungen in den Gattendorfer Fundstellen scheint sich im übrigen durchaus ein an Cheiloceren reiches Mittleres Oberdevon ausscheiden zu lassen. Neuere stratigraphische Arbeiten²⁾ haben uns gelehrt, daß im allgemeinen die Scheidung zwischen Cheiloceren- und Clymenienfaunen durchaus scharf ist, und wir sind nicht mehr berechtigt, in Fällen, wo eine Ausscheidung vom Mittleren Oberdevon noch garnicht versucht worden ist, auf eine Vergesellschaftung beider Faunen zu schließen. Natürlich hat eine Vergesellschaftung nichts Unwahrscheinliches an sich, sie ist nur nicht die Norm, die Norm ist die Scheidung beider Faunen.

Ein vereinzelttes Auftreten von Cheiloceren, nämlich *Cheiloceras planilobum* SBG. und *Verneuili* MSTR., im Clymenienhorizont hat FRECH bei Cabrièris nachweisen können (diese Zeitschr. 1887, S. 448). Hier handelt es sich jedoch nicht um eine Vergesellschaftung beider Faunen, sondern um ein Aushalten zweier Arten in ganz geringer Individuenzahl.

¹⁾ R. WEDEKIND: N. Jahrb. f. Miner., Beil.-Bd. 1908.

²⁾ z. B. FRECH: Diese Zeitschr., Bd. 39, S. 360. — GÜRICH: Paläozoicum d. Poln. Mittelgeb. Verh. d. Kais. russ. Min. Ges., Bd. 32, 1896. — R. WEDEKIND: a. a. O.

Und wie verhält es sich nun mit dem Auftreten von Clymenien bereits unterhalb des Clymenienhorizontes selber? Ein solches Auftreten ist natürlich ebenso zu erwarten und wahrscheinlich, wie ein Aushalten von Cheiloceren. Funde dieser Art hätten um so mehr Interesse, als sie geeignet sein könnten, uns einige Hinweise über die Stammesgeschichte der Clymenien und den Weg der Clymenienfauna nach Europa zu geben. Der Fund von *Clymenia neapolitana* CLARKE in der Intumescensstufe von Newyork hat in dieser Richtung allerdings wenig Positives ergeben, da diese Form sowohl bezüglich der Lobenlinie, als auch der Skulptur einen derart hoch differenzierten Typ darstellt, daß sie für unsere durchweg primitiveren europäischen Formen als genetisches Bindeglied nicht in Betracht kommen kann, selbst für die Gruppe der Gonioclymenien nicht.

Ein weiteres Vorkommen von Clymenien unterhalb des Clymenienhorizontes erwähnt FRECH (Dev. AMMON a. a. O. S. 31), indem er sich auf GÜRICHs Ergebnisse im Polnischen Mittelgebirge beruft, und zwar soll nach FRECH bei Kadzielnia *Clymenia Humboldti* PUSCH mit Nehdener Fauna zusammen vorkommen. GÜRICH selbst äußert sich darüber folgendermaßen (Poln. Mittelgebirge, Verh. d. K. Russ. Miner. Ges., Bd. 32, S. 99): „Vereinzelt kommen sie (die Clymenien) allerdings schon im Mittleren Oberdevon vor, was durch die *Cyrtoclymenia Humboldti* von Kielce und durch *Oxyclymenia undulata* von Bolechowice erwiesen ist.“ Und a. a. O., S. 103: „Aus dieser Stufe (Mittleres Oberdevon) würde dann die älteste, *Tornoceras* so ähnliche *Cyrtoclymenia Humboldti* stammen.“

GÜRICH bezeichnet (a. a. O. S. 103) jedoch die Schichten mit *Clymenia Humboldti* lediglich deswegen als Mittleres Oberdevon, weil bei Kielce sonst eine Vertretung desselben fehlen würde, nicht etwa auf Grund der Auffindung irgendwelcher Mittleren Oberdevonischen Fauna. Er gibt auch zu, daß, wenn irgendwelche tektonische Vorgänge die Crinoidenmergel und die *Sacculus*-Bank der Beobachtung entzogen hätten, das Obere Oberdevon dann mit dem ersten Erscheinen von *Clymenia Humboldti* beginnen würde. Von einer Vergesellschaftung von Clymenien mit Nehdener Fauna, wie sie FRECH angibt (Lethaea palaeoz. Bd. II, S. 125 und 177, Anmerk.), kann also gar keine Rede sein. GÜRICH sagt daher (Nachträge z. Paläontol. d. Poln. Mittelgebirges, N. Jahrb. f. Min., Beilagebd. XIII, S. 352): „Aus FRECHs Bemerkungen in der Lethaea (a. a. O.) könnte man zu einer unrichtigen Auffassung des Sachverhalts gelangen, indem er

angibt, die Nehdener Fauna komme mit *Cyrtoclymenia Humboldti* zusammen vor. In Wirklichkeit liegt die Sache so, daß der *Humboldti*-Horizont mit der Clymenienbank darüber bisher nur bei Kielce selbst nachweisbar ist, die *Sacculus*-Bank aber mit der typischen (Nehdener) Fauna nur bei Lagow aufgeschlossen ist. An letzterer Örtlichkeit sind die Lagerungsverhältnisse nicht absolut sicher.“

Also das Mittlere Oberdevonische Alter des *Humboldti*-Horizontes ist lediglich eine Vermutung GÜRICHs; irgendwelche zwingenden Gründe dafür sind keineswegs vorhanden.

Weitere Angaben über ein außergewöhnlich frühes Auftreten von Clymenien liegen nicht vor, und es ist somit ein Auftreten von Clymenien im Cheilocerenhorizont oder früher in Europa mit Sicherheit nicht bekannt. Andererseits gehört das Aushalten von Cheiloceren in die Clymenienstufe hinein durchaus zu den Seltenheiten und konnte mit Sicherheit lediglich bei Cabrières (FRECH: diese Zeitschr., Bd. 39, 1887, S. 448) nachgewiesen werden.

Im Hinblick auf diese Tatsachen stellt sich das Vorkommen von Reschwitz als etwas recht Ungewöhnliches, wenn auch keineswegs Unwahrscheinliches dar. Es erhebt sich naturgemäß die Frage: Gehört die Bank der Cheiloceren oder der Clymenienstufe an? In der Beantwortung dieser Frage läge die Bedeutung des Vorkommens. Leider ist eine gänzlich einwandfreie Beantwortung nicht möglich.

Cheiloceras oxyacantha SDBG. ist bisher mit Sicherheit nur aus den Cheilocerenschichten bekannt geworden, und zwar als sehr verbreitete Form. An und für sich läge kein Grund vor, aus ihr auf irgendeinen anderen Horizont, als auf Mittleres Oberdevon zu schließen.

Das gleiche läßt sich von *Clymenia annulata* MSTR. sagen, die als eine der weitest verbreiteten Formen jedoch des Clymenienhorizontes anzusehen ist. Auch *Clymenia ex aff. flexuosa* MSTR. kann auf nichts Anderes als Clymenienhorizont schließen lassen.

So stehen sich *Cheiloceras oxyacantha* SDBG. mit seiner großen Individuenzahl einerseits und die immerhin in mehreren Spezies vertretenen Clymenien andererseits gleichwertig bezüglich ihrer Bedeutung für das Alter des Horizontes gegenüber. Individuenzahlen gegeneinander abzuwägen, wäre sinnlos. Liegt nun vielleicht bei der Begleitfauna die Entscheidung über das Alter?

Orthis opercularis MURCH. VERN. u. KEYS. ist eine bisher nur aus dem Mittleren Devon bekannt gewordene Art, kann also nicht für die Altersdeutung in Betracht kommen.

Kochia (Loxopteria) laevis FRECH ist bisher nur im Clymenienkalk von Wildungen gefunden worden. In dieser ja immerhin recht häufigen Form wäre vielleicht ein Anhalt für Clymenienhorizont zu erblicken, vorausgesetzt, daß die Form dort tatsächlich mit Clymenien zusammen vorkommt. Die Exemplare sind vor dem Jahre 1891 (dem Jahre des Erscheinens der FRECHschen Arbeit: Devonische Aniculiden, Abh. z. geol. Spez.-Karte v. Preußen, Bd. IX, H. 3) gesammelt, und damals dachte man noch nicht an eine Ausscheidung des Mittleren Oberdevons. So ist der stratigraphische Wert dieser Art relativ gering, wie überhaupt der fast aller oberdevonischer Lamellibranchiaten, da exakte Beobachtungen über die vertikale Verbreitung derselben fast gänzlich fehlen.

Nachdem nun auch die kleine Begleitfauna für die Altersfrage völlig versagt hat, muß leider darauf verzichtet werden, die Frage zu lösen. Eine Lösung ist nur aus dem ganzen Profil heraus möglich, zu dessen Bearbeitung, wie eingangs gesagt, mir vorläufig keine Möglichkeit vorliegt. Es kommen also für die Deutung folgende zwei Möglichkeiten in Betracht:

1. Cheilocerenschichten. Dann treten hier primitive Clymenien früher als sonst auf, eine Tatsache, die durchaus wahrscheinlich ist.

2. Clymenienschichten. Dann wäre hier ein eigenartiges Aushalten von Cheiloceren bis in diese Stufe hinein zu konstatieren, eigenartig deswegen, weil bisher in dieser Weise nicht bekannt, doch keineswegs unwahrscheinlich, da ja nicht anzunehmen ist, daß Leitfaunen überall völlig gleichzeitig aussterben. Auf die Deutung als Clymenienschichten scheint die Begleitfauna einigen, wenn auch geringen Hinweis zu bieten.

Um eine Reduzierung von Mächtigkeit und dadurch bedingte Annäherung zweier Leitfaunen kann es sich hier nicht handeln, da einmal sehr große Mächtigkeiten vorliegen und andererseits die Faunen nicht etwa dicht aufeinander folgen, sondern tatsächlich miteinander vermengt sind.

Paläontologischer Anhang.

Orthis opercularis MURCH. VERN. u. KEYS.

- 1845 *Orthis opercularis* M. V. K. Geologie de la Russie d'Europe.
Paris, S. 187, Taf. XIII, Fig. 2a, b.
1854 SCHNUR: Brachiopoden der Eifel. Palaeontographica III,
S. 214, Taf. 37, Fig. 4.
1850/56 SANDBERGER: Verst. d. Rhein. Schichtensyst. i. n.
Wiesbaden, S. 353, Taf. 34, Fig. 2a, b.
1871 KAYSER: Diese Zeitschr., Bd. XXIII, S. 601, Taf. XIII,
Fig. 3.

Es handelt sich um zwei kleine Dorsalklappen von *Orthis opercularis* M. V. K. Mit den vorliegend Exemplaren übereinstimmend sind vor allem die Abbildungen von M. V. K. und die Beschreibung KAYSERS. Das eine besser erhaltene und weniger verdrückte Stück zeigt elliptischen Umriss, wobei die Breite nicht ganz den doppelten Betrag der Höhe erreicht. Die Länge des graden Schloßrandes ist ungefähr gleich der halben Breite der Form. Eine vom Wirbel zum Stirnrand verlaufende sanfte Furche ist trotz der Verdrückung erkennbar. Im übrigen ist die Dorsalklappe fast völlig flach, nur die Wirbelregion ragt ein wenig auf. Zahlreiche feine, scharfe Radialrippen bedecken neben breiten, doch wenig hervortretenden Anwachszone die Oberfläche.

Die Form ist sonst nur aus dem Mitteldevon bekannt geworden.

Sammlg. des Geolog. Instituts der Universität Freiburg i. B.

Kochia (Loxopteria) laevis FRECH.

- 1891 *Kochia (Loxopteria) laevis* FR. FRECH: Devon. Aviculiden, Abh. z. geol. Spez.-Karte v. Preußen, Bd. IX, H. 3, S. 76, Taf. VI, Fig. 3.

Es liegen 30 Exemplare dieser Art vor, deren Bestimmung nach der FRECHschen Beschreibung und Abbildung einwandfrei möglich war. Die Form variiert ziemlich beträchtlich in der Gestalt der allein vorhandenen linken Klappe. Bei unseren Exemplaren ist der Wirbel meist etwas stärker aufgewölbt und eingekrümmt, als bei den von FRECH abgebildeten. Der Ansatz zum Hinterflügel ist meist noch erhalten. Feine Anwachsstreifen sind stets mit unbewaffnetem Auge erkennbar. Auch konnte stets mittels der Lupe eine feine Radialberippung festgestellt werden. Vielleicht wardieselbe bei den FRECH vorliegenden Exemplaren nur infolge schlechter Erhaltung nicht zu beobachten.

Nach FRECH ist die Art bisher nur aus dem Clymenienkalk von Wildungen bekannt geworden.

Sammlg. des Geolog. Instituts der Universität Freiburg i. B.

Cheiloceras (Centroceras) oxyacantha SDBG.

- 1902 *Cheiloceras oxyacantha* SDBG. FRECH: Beitr. z. Geol. u. Pal. Öst.-Ung. Bd. XIV, S. 72, Taf. III, Fig. 3.
1908 WEDEKIND: N. Jahrb. f. Min., Beilageband XXVI, S. 586, Taf. XXXIX, Fig. 5.

Die kleinen Exemplare dieser in so großer Zahl gefundenen Form sind meist kugelig, mit breitem Rücken und wenig abgeplatteten Seiten. Fast ausnahmslos sind drei tiefe, grade,

über die ganze Windung verlaufende Einschnürungen vorhanden, wodurch die kleinen Individuen stark deformiert werden und das Aussehen von eingeschnürten Ballen erhalten. Bei den größeren Individuen, die etwas weniger kugelförmig und die etwa die Gestalt des von FRECH abgebildeten Exemplars besitzen, kommen auch vier Einschnürungen vor. Die Lobenlinie zeigt eine große Konstanz. Der zugespitzte Extern- und der Seitenlobus sind stets gleich lang. Bei allen Exemplaren ist der Externsattel schmäler, als ihn FRECH und WEDEKIND abbilden.

Feine, grade Anwachsstreifen sind häufig zu beobachten.
Sammlg. des Geolog. Instituts der Universität Freiburg i. B.

Clymenia annulata MSTR.

- 1863 *Clymenia annulata* MSTR. GÜMBEL, Palaentogr., Bd. XI, Taf. XV, Fig. 11—13, S. 130.
1900 FRECH: Beitr. z. Geol. u. Pal. Öst.-Ung. Bd. XIV, S. 31, Taf. I, Fig. 6a—c.
1900 DREVERMANN: Jahrb. d. Landesanst. 1901, S. 132—133, Taf. XIV, Fig. 5—7.

Von den 15, meist wenig gut erhaltenen Exemplaren besitzt das größte folgende Dimensionen: Durchmesser 24 mm, Nabelweite 12 mm, Höhe und Breite des Windungsquerschnitts 7 mm. Die Form ist sehr weit genabelt, mit einem kreisförmigen, öfter quadratisch werdenden Windungsquerschnitt. Bezüglich der Involubilität sind die Formen einigen Schwankungen unterworfen; die Windungen umfassen von der vorhergehenden jedoch nie mehr als $\frac{1}{4}$. Die Höhen- und Breitenzunahme des Windungsquerschnittes ist stets die gleiche und sehr gering. Über die Seiten der Windung verlaufen ziemlich kräftige Rippen, in flachem, nach vorn geöffnetem Bogen; in der Nähe der Externseite biegen sie nach rückwärts um. Die Anwachsstreifen sind parallel den Rippen angeordnet. Die Lobenlinie ist grade auf der Externseite und verläuft in breitem gerundeten Lobus auf der Seite.

Sammlg. des Geolog. Instituts der Universität Freiburg i. B.

Clymenia ex aff. flexuosa MSTR.

- Clym. flexuosa* MSTR. FRECH: Beitr. z. Geol. u. Pal. Öst.-Ung. Bd. XIII, S. 32, Textbild 2.

Es liegen 15 Exemplare vor, die alle durch konstante Charaktere von *Cl. flexuosa* unterschieden sind, welche Charaktere jedoch zur Aufstellung einer neuen Art keineswegs berechtigen. Die Form ist etwas flach gedrückt, da wenig

involut und da die Umgänge seitlich abgeplattet sind. Infolge der geringen Breitenzunahme der Windungen ist der Nabel wenig tief. Die ebenfalls flache Externseite ist mit den Seiten durch eine gerundete Kante verbunden. Anwachsstreifen sind, da nur Steinkerne vorliegen, nicht zu beobachten. Auf den inneren Umgängen sind schwache Rippen zu erkennen. Die Formen stimmen im allgemeinen gut mit der Textabbildung bei FRECH überein, nur ist bei vorliegenden Exemplaren die Zunahme der Windungshöhe weniger stark, stets eine gewisse Rundung der Seiten vorhanden und der Verlauf der Lobenlinie insofern ein anderer, als der Lobus nicht die ganze Seite einnimmt, sondern nur $\frac{2}{3}$ derselben. Diese Charaktere treten bei allen Formen sehr konstant auf.

33. Eine zweite vorläufige Mitteilung im Anschluß an die vom 16. März über das Simplongebiet.

Von Herrn A. ROTHPLETZ.

München, im Oktober 1912.

Die Dent-Blanche Decke.

Herr ARGAND hat von dem Massiv der Dent-Blanche eine sehr schöne geologische Karte im Maßstab 1 : 50000 veröffentlicht, bei deren Betrachtung wohl niemand sich des Eindruckes erwehren kann, daß die Gneise von Arolla samt ihren sie begleitenden Graniten, Gabbros und Marmoren eine weit ausgedehnte Decke bilden, die auf einem Substratum von ganz anderer geologischer und petrographischer Beschaffenheit liegen, und daß sie in diese Lage nur durch eine großartige Überschiebung gelangt sein können. Wo im Norden, Osten und Süden diese Decke gegenwärtig ihr Ende erreicht, sieht man überall dieses Substratum darunter auftauchen zumeist mit seinen jurassischen Gesteinen, unter denen weiter draußen die triassischen Schichten und dann die Glimmerschiefer in großer Ausdehnung folgen. Scharf und deutlich hebt sich die Grenzfläche zwischen dem Substratum und der Decke ab, und sie springt dem Beschauer der Karte förmlich in die Augen infolge der glücklichen Wahl der Farben. Von einer weiteren Decke,

die auf der Dent-Blanche-Decke liegt, gewahrt man allerdings nur noch einen kleinen Rest, der am Mont Dolin bei Arolla erhalten geblieben ist. Es liegen da zu unterst Trias, darauf Jura, beide stark gefaltet und der tieferen Gneisdecke von oben her etwas eingesenkt.

Nur zwei Stellen auf der Karte fand ich, die dies klare Bild störten; auf der Ostseite der Couronne de Bréonna, wo eine kleine Partie des Arollagneises im Substratum liegt und nördlich des Besso, wo ein ziemlich langer Streifen von Prasinit wie gangförmig in den Arollagneis eingreift. Es möchte gewagt erscheinen, sie aus Einpressungen beim Schub zu erklären, doch habe ich sie nicht besucht. Mein Augenmerk war auf solche Stellen gerichtet, wo die Karte unzweideutig ist und gute Aufschlüsse zu erwarten waren. Darum wählte ich die Umgebung von Haudères im Val d'Hérens und das Arollatal. Hier fand ich nun, daß der Arollagneis an seiner unteren Grenze häufig eine eigenartige Ausbildung, eine Art Randfacies, besitzt, die große Ähnlichkeit mit denjenigen Gesteinen hat, welche in den oberen Teilen des Substratums sehr verbreitet sind, und die ARGAND als Gruppe von Tracuit ausgeschieden, aber in Beziehung zu den Prasiniten gebracht und wie diese auf der Karte mit grüner Farbe, aber roten Tupfen, bezeichnet hat. Er betrachtet diese Tracuite, wie ich sie der Kürze halber nennen will, als einen Bestandteil des Substratums, welcher der Decke durchaus fehlt.

Zunächst nun fand ich, daß dieser Tracuit im Osten von Haudères einen deutlichen Gang bildet, der sowohl die Kalkschiefer als auch die echten Prasinite und die Serpentine des Substratums in der Richtung von WNW gegen OSO quer durchsetzt, am rechtseitigen Gehänge des Tales von Ferpèche bis an den Arollagneis herantritt und dort in dessen Randfacies übergeht. Dieser Gang hat eine Länge von über 2 km und beweist, daß der Arollagneis nicht durch eine spätere Überschiebung oder Überfaltung in seine heutige Lage über dem Mesozoikum gekommen sein kann, sondern daß er schon bei seiner Bildung sich darüber gelegt haben und in dasselbe gangförmig eingedrungen sein muß. Damit in Übereinstimmung steht die von mir beobachtete Tatsache, daß derselbe Gneis am Mont Dolin sich ebenfalls gangförmig in seine dortige mesozoische Decke injiziert hat. Somit erscheint er als eine gewaltige granitische Masse, die sich laccolithartig in die mesozoischen Schichten eingepreßt hat.

2. Die Ivreazone.

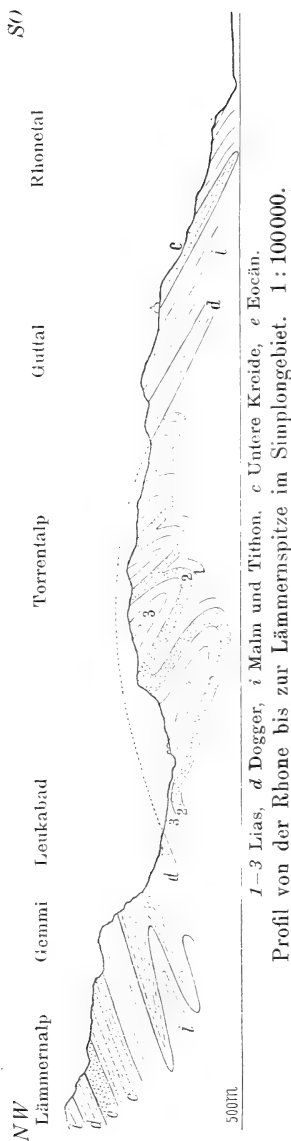
In ihr sehen die Nappisten eine der wichtigsten Wurzelregionen. Ich habe sie von Varallo über die Colle di Baranca bis ins Tal von Anzasca gequert und dabei inmitten der für diese Zone charakteristischen granitischen und dioritischen Tiefengesteine nur zwei schmale Sedimentzonen angetroffen, deren Lagerung aber durchaus nicht den Eindruck regelmäßiger Einmündungen auf mich gemacht hat. Sie scheinen mir vielmehr von den Tiefengesteinen umschlossen, in denen sie als große Schollen gewissermaßen schwimmen, und von denen sie stark umgewandelt worden sind. Von dem jüngeren Alter der gneisartigen Granite kann man sich leicht bei Candoglia im Ossolatal überzeugen. Die berühmten Marmorlager wechsellagern dort mit unreinen Kalkgesteinen und Quarzitschiefern, und sind insgesamt steil aufgerichtet. Kleine Gneislagen schalten sich in diese Schichtreihe ein, z. T. anscheinend konkordant. Aber auf halber Höhe zwischen dem Talboden und dem untersten der Marmorbrüche sieht man an dem Fahrsträßchen, das in Windungen den Berg hinaufführt, einen dieser Gneiszüge, quer die Schiefer durchsetzen, so daß wohl niemand an dessen Gangnatur zweifeln wird.

Es ergibt sich daraus, daß die Tiefengesteine der Ivreazone wenigstens zum großen Teil jünger als deren Sedimentgesteine sind, und daß diese Zone nicht als eine Wurzelregion, aus der zahlreiche große Deckfalten herauswuchsen, aufgefaßt werden kann. Ihre Bedeutung liegt vielmehr darin, daß sie eine Region stärkster plutonischer Betätigung war.

3. Die Überschiebung von Leukerbad und der anormale Kontakt am Nordende des Lötschbergtunnels.

In für die geologische Prognose unerwarteter Weise hat der Lötschbergtunnel einen eigentümlichen anormalen Kontakt zwischen dem Jura des Doldenhornes und dem Gasterngranit erschlossen, über den BUXTORF (Verh. natws. Ges. in Basel Bd. XXI) 1910 Bericht erstattet, und für den er auch eine Erklärung zu geben versucht hat mit Zuhilfenahme der bekanntenen Gewaltmittel, Auswalizaciones und keilförmigen Verzerrungen des Gneises.

Schon früher hat das Studium der ISCHERSchen Karte (Blatt XVII der geol. Karte der Schweiz) die Vermutung in mir geweckt, daß im Gebiet von Leukerbad eine große Störung vorliegen müsse. Die Schichten der krystallinen Schiefer, der Trias und des Lias, bilden auf dieser Karte im Gebiet des



Torrenthornes einige von NO nach SW streichende enge Falten, über die die Schichten des Doggers, welche von Oberjura und der Kreide bedeckt sind, diskordant sich wie ein einziges großes und flaches Gewölbe spannen. Auf der geologischen Karte LUGEONS von 1910 tritt diese Diskordanz oder dieser anormale Kontakt nicht mehr so deutlich hervor, weil einige stratigraphische Veränderungen hinzugekommen sind, und z. B. der Lias der Fluhalp als Dogger eingetragen ist. Von der Berechtigung dieser Veränderung habe ich mich bei meinem Besuche Leukerbads nicht überzeugen können, und soviel ich dieses Gebiet während 4 Tagen untersuchen konnte, bin ich zu Ergebnissen gekommen, wie sie das beigegebene Profil veranschaulicht. Das Westende des Finsterarhornmassives mit seiner Sedimentdecke, deren jüngstes erhaltenes Glied der Lias bildet, ist in einige NO—SW streichende Falten gelegt. Über die Schichtköpfe dieser Falten ist eine Decke von liegenden Falten geschoben, an denen, soweit die Aufschlüsse reichen, sich vielleicht noch oberster Lias, jedenfalls aber Dogger, Malm, Tithon und untere Kreide sowie das Eocän beteiligen. Auf diese Schubdecke legt sich von Westen her eine zweite, die auf der Lämmernalp sehr gut aufgeschlossen ist. Hier liegt Jura auf Eocän und z. T. auch auf Kreide. Die Schubfläche zeigt höchst interessante Störungen. Die Leukerbad-Überschiebung ist offenbar dieselbe, welche im Gasterntal von BUXTORF beschrieben wurde. Eigenartig ist hier jedoch, daß nicht wie bei der Lämmernalp Älteres auf Jüngeres, sondern umgekehrt, Jüngeres auf Älteres geschoben worden ist. Die Erklärung finde ich darin, daß das Gebiet des Finsterarhorns zu einer Zeit schon Festland war, als im Westen und Norden noch das jüngere

Jura- und Kridemeer sich ausdehnte, und daß dessen Sediment später über die Peneplaine hinaufgeschoben wurde. Die Leukerbadquellen entspringen nicht aus der Decke, sondern aus dem basalen Gebirge, da wo Erosion jetzt die Decke entfernt hat.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 12.

1912.

Protokoll der Sitzung vom 4. Dezember 1912.

Beginn: 6 Uhr.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung zur Feststellung des Wahlergebnisses.

Es wurden 215 Wahlzettel abgegeben, darunter 2 ungültige.

Es erhielten Stimmen:

Für das Amt des Vorsitzenden:

Herr WAHNSCHAFTE 209, die Herren SCHEIBE und KEILHACK je 1, ungültig 2. — Gewählt Herr WAHNSCHAFTE.

Als stellvertretende Vorsitzende:

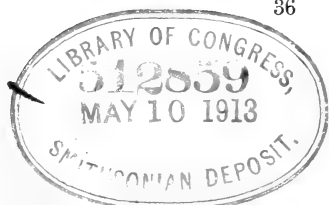
Die Herren RAUFF und BORNHARDT je 210, WAHNSCHAFTE und KEILHACK je 2, BRANCA und PENCK je 1. — Gewählt die Herren RAUFF und BORNHARDT.

Als Schriftführer:

Die Herren HENNIG 212, BÄRTLING und JANENSCH 210, FLIEGEL 206. — P. G. KRAUSE, O. v. LINSTOW und FINCKH je 2, SCHMIERER, STOLLER, BERG, AHLBURG und v. STAFF je 1 Stimme. — Gewählt die Herren HENNIG, BÄRTLING, JANENSCH und FLIEGEL.

Als Schatzmeister:

Die Herren MICHAEL 202, ZIMMERMANN 6, OPPENHEIM 2, DATHE und SCHRÖDER je 1 Stimme. — Gewählt Herr MICHAEL.



Als Archivar:

Die Herren O. SCHNEIDER 204, EBERDT 4, KOERT
1 Stimme. — Gewählt Herr SCHNEIDER.

Als Beiratmitglieder:

Die Herren v. KOENEN und RINNE je 203, V. MADSEN
197, FRICKE 194, OEBBECKE 190, ROTHPLETZ 17,
FRAAS 12, SALOMON 7, FRECH, POMPECKJ und STILLE
je 6, STEINMANN und ER. KAISER je 4, JOH. WALTHER,
KLOCKMANN und TSCHERMACK je 3, GÜRICH,
LEPSIUS, GEINITZ, SAUER, BÜCKING, TORNQUIST je 2,
EM. KAYSER, BENECKE, BERGEAT, WILCKENS,
BLANCKENHORN, WYSOGORSKI, BALTZER, DIENER,
R. BECK, LINCK, PHILLIPSON, SAPPER, F. E. SUESS,
KALKOWSKY, HOLZAPFEL, MOLENGRAAF und LACH-
MANN je 1, ungültig 176 Stimmen, davon waren
172 auf den verstorbenen Herrn KOKEN entfallen.
— Gewählt die Herren v. KOENEN, RINNE,
V. MADSEN, FRICKE, OEBBECKE und ROTH-
PLETZ.

Der Vorsitzende teilt dazu mit, daß die Herren ZIMMER-
MANN und EBERDT gebeten hatten, von einer Wiederwahl
abzusehen. Der Vorsitzende dankt den ausscheidenden Vor-
stands- und Beiratsmitgliedern, insbesondere den Herren
ZIMMERMANN und EBERDT für ihre langjährige treue Mitarbeit.

Die neu- und wiedergewählten Vorstandsmitglieder nehmen
die Wahl, soweit sie anwesend sind, mit Dank an. Demnach
setzen sich Vorstand und Beirat für 1912 folgendermaßen
zusammen:

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFFE
Stellvertr. Vorsitzende:	- RAUFF
	- BORNHARDT
Schriftführer:	- BÄRTLING
	- FLIEGEL
	- HENNIG
	- JANENSCH
Schatzmeister:	- MICHAEL
Archivar:	- O. SCHNEIDER

Beirat: Die Herren v. KOENEN, Göttingen; RINNE, Leipzig;
V. MADSEN, Kopenhagen; FRICKE, Bremen; OEBBECKE, München;
ROTHPLETZ, München.

Der Vorsitzende widmet dem am 21. November 1912 verstorbenen Mitgliede der Gesellschaft Prof. Dr. ERNST KOKEN folgenden Nachruf:

Die Deutsche Geologische Gesellschaft und die geologische Wissenschaft haben durch den am 21. November d. J. erfolgten Tod ERNST KOKENS, der die ordentliche Professur für Geologie und Mineralogie an der Universität Tübingen bekleidete, einen schweren Verlust erlitten. Im Alter von 52 Jahren ist dieser ausgezeichnete Forscher und vortreffliche Hochschullehrer durch eine schwere innere Krankheit, deren Anzeichen sich bereits im Frühjahr 1911 deutlich bemerkbar machten, aus einem arbeitsvollen Leben dahingerafft worden. ERNST KOKEN wurde am 29. Mai 1860 in Braunschweig geboren. Die bereits im Knaben erwachte Liebe zur Natur und zum Sammeln von Versteinerungen in seiner Heimat bestimmte ihn, sich dem Studium der Geologie und Paläontologie zu widmen. Seine Lehrer in diesen Fächern waren an der Universität Göttingen ADOLF VON KOENEN, in Zürich ALBERT HEIM und in Berlin ERNST BEYRICH und WILHELM DAMES. Zu letzterem trat er in ein enges Freundschaftsverhältnis und der innige Verkehr mit ihm war für seine weitere wissenschaftliche Laufbahn von großer Bedeutung. Dankbar hat er dies beim Tode seines Lehrers und Freundes im Jahre 1898 in dem im Neuen Jahrbuch für Mineralogie 1899, Bd. I, erschienenen Nachrufe anerkannt.

Schon als Studierender wurde er am 1. November 1882 als Mitglied in die Deutsche Geologische Gesellschaft auf den Vorschlag der Herren OTTMER, STEINACKER und DAMES aufgenommen und gehörte seit 1911 dem Beirat unserer Gesellschaft an. Sein Organisationstalent kam ihm zustatten, als er im Jahre 1905 Geschäftsführer auf der 50. allgemeinen Versammlung unserer Gesellschaft in Tübingen war. Eine ganze Reihe seiner Arbeiten hat er in unserer Zeitschrift veröffentlicht.

Auf Grund einer wichtigen Arbeit über „Die Reptilien der norddeutschen unteren Kreide“ wurde KOKEN in Berlin im Jahre 1884 zum Doktor promoviert und erhielt ein Jahr darauf eine Anstellung als Assistent am geologisch-paläontologischen Institut des Museums für Naturkunde. Als solcher habilitierte er sich 1888 an der Friedrich-Wilhelms-Universität in Berlin als Privatdozent für Geologie und Paläontologie und folgte 1891 einem Rufe als ordentlicher Professor an die Universität Königsberg. Doch nur vier Jahre lang war er hier tätig, denn als im Jahre 1895 der Lehrstuhl

für Mineralogie, Geologie und Paläontologie an der Universität Tübingen frei wurde, nahm er die auf ihn gefallene Wahl an. An dieser Landesuniversität Württembergs hat er in einem Zeitraume von siebzehn Jahren, der nur 1902 und 1905 durch zwei größere wissenschaftliche Reisen nach Ostindien unterbrochen wurde, als Forscher, Universitätslehrer, Vorsteher der Sammlungen des mineralogisch-geologischen Instituts und Herausgeber mehrerer Zeitschriften eine sehr umfassende und außerordentlich erfolgreiche Tätigkeit entfaltet.

Die Hauptbedeutung der Veröffentlichungen KOKENS liegt auf paläontologischem Gebiet. Verschiedene Gruppen der höheren und niederen fossilen Tiere haben durch ihn eine ausgezeichnete Bearbeitung erhalten. Mit kritischer Schärfe hat er die einzelnen Formen charakterisiert und ihre Entwicklung und Verbreitung in den verschiedenen Formationen näher untersucht. Die aus seinen speziellen Untersuchungen sich ergebenden allgemeinen Gesichtspunkte sind von ihm in einem größeren Werke „Die Vorwelt und ihre Entwicklungsgeschichte, Leipzig 1893“ niedergelegt worden. Als Leitfaden zur Bestimmung der Versteinerungen ist sein Buch „Die Leitfossilien, Leipzig 1896“ vorwiegend den Studierenden gewidmet.

Geologische Untersuchungen hat KOKEN namentlich aus Württemberg, Ostindien und seinem Heimatlande Braunschweig veröffentlicht. Es tritt in ihnen unter anderem sein großes Interesse für die Ablagerungen des Diluviums und ihre Beziehungen zur archäologischen und anthropologischen Forschung zutage. So war er durch seine umfassenden Kenntnisse auf diesem Gebiete ganz dazu berufen, in dem von R. R. SCHMIDT herausgegebenen und noch im Erscheinen begriffenen großen Werke: „Die diluviale Vorzeit Deutschlands, Stuttgart 1912“ den II. Geologischen Teil: „Die Geologie und Tierwelt der paläolithischen Kulturstätten Deutschlands“ zu übernehmen.

Das neue Geologisch-Mineralogische Institut der Universität Tübingen ist KOKENS eigenste Schöpfung. In den schönen, lichten Sammlungsräumen sind die großen paläontologischen Schätze QUENSTEDTS und das Neuhinzugekommene in musterhafter Weise von ihm aufgestellt worden.

Eine umfangreiche Tätigkeit entwickelte KOKEN als Herausgeber der „Paläontographica“ und der „Paläontologischen Abhandlungen“ sowie als Mitherausgeber des „Neuen Jahrbuches für Mineralogie, Geologie und Paläontologie“ und des damit verbundenen „Zentralblattes“. Er

trat dadurch in eine enge Beziehung mit vielen Fachgenossen des In- und Auslandes. Allen, die ihn näher kannten, war er besonders wert wegen seiner vornehmen Gesinnung und seines freundlichen Wesens. Allzufrüh ist der vortreffliche Mann seiner Familie und seinem Berufe entrissen worden.

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Toten von den Plätzen.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. K. SCHLOSSMACHER in Berlin NW. 23, Klopstockstr. 56 I, vorgeschlagen von den Herren WAHNSCHAFFE, KOERT und DIENST.

Herr Bergwerksbesitzer GUSTAV CAHN in Triest, vorgeschlagen von den Herren HOYER, ED. NAUMANN und RAUFF.

Herr Dipl.-Bergingenieur Fürst GEORG MATSCHABELLI, vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, AHLBURG und BERG.

Die als Geschenk eingegangenen Werke werden der Versammlung vorgelegt.

Herr R. LACHMANN sprach über **Ekzeme als geologische Chronometer**. (Mit 5 Textfiguren.)

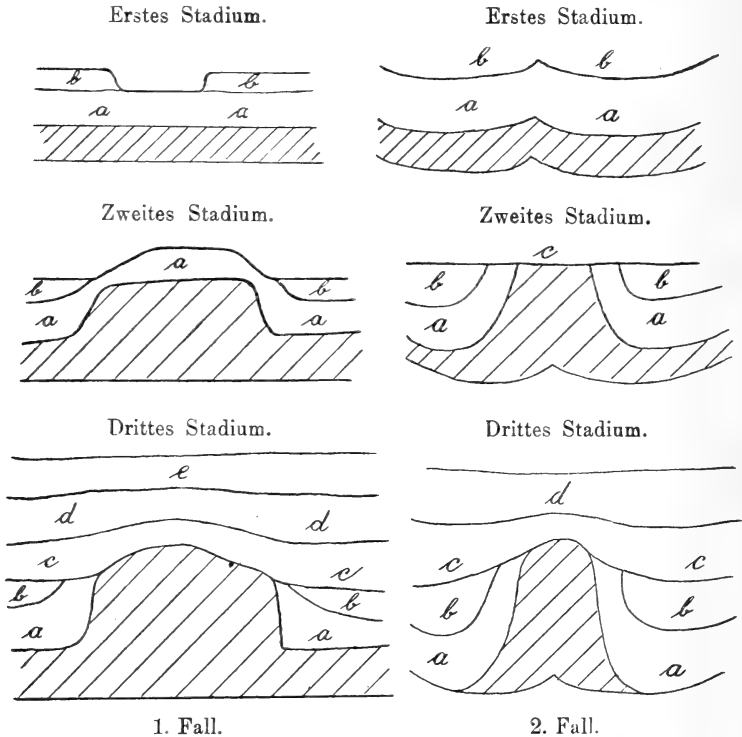
Die Versuche, welche man bisher unternommen hat, geologische Zeiträume exakt zu messen, müssen leider vom geologischen Standpunkte als mehr oder weniger unbefriedigend bezeichnet werden. Entweder beruhen die Berechnungen auf rein theoretischer Grundlage, wie die Schätzungen aus dem Betrage der Abkühlung der Erde, oder sie umfassen zu große Zeiträume (Abbau des Urans) und sind dann nicht mehr mit bestimmten Zeitgrenzen in Beziehung zu bringen, oder endlich zu geringe, wie die Schätzung aus dem Rückschreiten der Niagarafälle oder des schwedischen Inlandeises oder aus der Sedimentation in den Schweizer Seen.

Ein vollkommener geologischer Chronometer muß die Bedingung erfüllen, daß er Bewegungen vornimmt, welche gleichmäßig und möglichst langsam sich vollziehen, aber noch eben schnell genug, um im Laufe etwa eines Menschenalters meßbar zu sein.

Alles dies trifft auf die Ekzeme zu. Sie wachsen nach der Deutung von SVANTE ARRHENIUS¹⁾ unter dem Einfluß

¹⁾ Zur Physik der Salzlagerstätten. Meddel. k. Svensk. Akad. Nobelinst. Bd. II, 1912, Nr. 26. — S. ARRHENIUS und R. LACHMANN,

der Schwerkraft mit einer Geschwindigkeit empor, welche von einer Reihe zahlenmäßig unschwer abzuschätzender Faktoren abhängig ist und der Größenordnung nach etwa 1 cm in einem Jahrhundert ausmachen dürfte. Die moderne Geodäsie ist in geeigneten Fällen durchaus der Aufgabe gewachsen, derartige Bewegungen exakt festzustellen¹⁾.



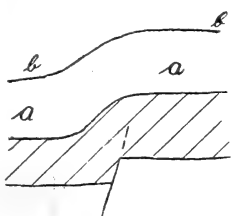
1. Fall.
Ein erosiv bedingtes Ekzem wird
einmal transgrediert und erstickt.

2. Fall.
Ausbildung eines Reihenekzems
auf einem Sattelgrat. Einmalige
Transgression und Erschöpfung.

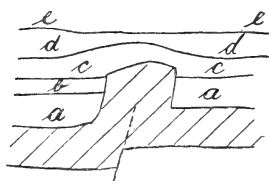
Bildung der Salzlagerstätten. Geol. Rundsch. 3, 1912, S. 139—157. Die Vermutung von dem Mitwirken osmotischer Kräfte hält der Vortragende nicht mehr aufrecht. Vgl. Salzauftrieb, 2. Heft, Halle 1912, S. 80.

¹⁾ HARRIS hat 1905 drei Fixpunkte auf dem in Fig. 3 abgebildeten Ekzem in Louisiana einerseits mit einem automatischen Gezeitenpegel in der unmittelbar benachbarten Meeresbucht, andererseits durch ein Präzisionsnivelement mit dem Vermessungsnetz der benachbarten Eisenbahn verbunden. Wir teilen seine Auffassung, daß in etwa 20 Jahren zahlenmäßige Resultate zu erwarten sind.

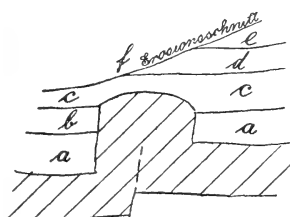
Erstes Stadium.



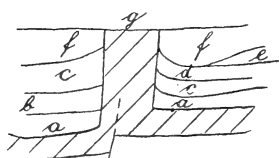
Zweites Stadium.



Drittes Stadium.



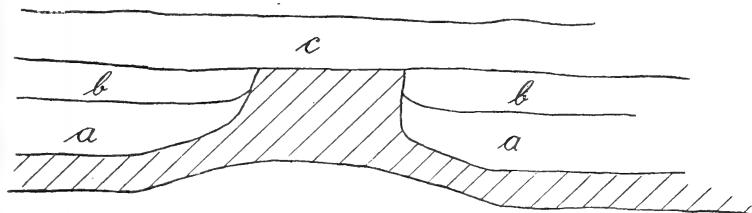
Viertes Stadium.



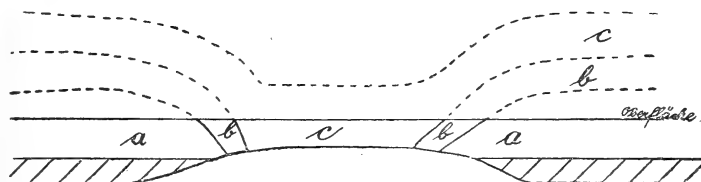
3. Fall.

Reihenekzem auf einer Verwerfung. Transgression, Erstickung und Wiederaufleben.

Erstes Stadium.



Zweites Stadium.



4. Fall.

Ekzem auf einer Horstkuppel. Transgression, Hebung und Vernarbung.

Fig. 1.

Vier Ekzemtypen in ihren hauptsächlichen Entwicklungsstadien.

Eine Auswertung derartiger Resultate ist nur auf Grund einer Kenntnis der Entwicklungsgeschichte der ekzematischen Salzbildungen möglich, und der Vortragende ging daher daran, den Stand seiner Untersuchungen über diesen Gegenstand kurz darzulegen.

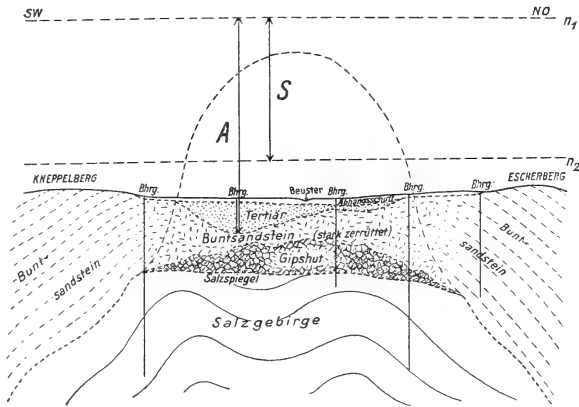
Ein Salzstock, welcher in sedimentäre Schichten eingebettet ist, repräsentiert eine Masse, welche ein um etwa 0,3 geringeres spezifisches Gewicht besitzt als ihre Umgebung. Der Salzauftrieb beruht daher auf einem spezifischen Druck von nur einem Drittel einer Atmosphäre, er summiert sich aber zu ganz enormen Kräften, wenn man das Massendefizit berechnet, welches sich aus dieser Gewichts-differenz ergibt. Unsere norddeutschen Salzstöcke besitzen zum Teil sicher mehr als 100 km³ Inhalt; das sind 30 km³ fehlendes Wassergewicht oder anderthalb Berge von der Schwere des Vesuvs! Man müßte also recht respektable Gebirgsmassen auf ein solches wachsendes Ekzem aufstapeln, um dem Auftrieb, der in seinem Schwerpunkt angreift und seine Decke aufwölbt, die Wage zu halten.

Der Bewegungsvorgang beim Wachsen der Salzstöcke besteht nicht in einer homogenen, plastisch-mechanischen Umformung der Salzmassen, sondern in einem Umsatz durch Lösung nach Art der aus der Petrographie u. a. durch LOSSEN, VAN HISE, BECKE und SANDER bei den krystallinen Schiefen eingebürgerten Prinzipien, für welche der Vortragende den gemeinsamen Begriff „Kristallokinese“ vorschlägt. (Krystallisationsschieferung bzw. Abbildungskrystallisation bei den metamorphen Gesteinen, Rekristallisation beim Salz, Regulation beim Eis.)

Die Lokalisierung der Ekzeme erfolgt auf Schwächezonen der hangenden Gebirgsschichten, welche entweder tektonisch oder erosiv gelockert sind. Vier typische Fälle sind in Fig. 1 vorgeführt. Davon sind 2—4 tektonisch veranlaßte Beispiele. Fall 2 zeigt Anklänge an Staßfurt, 3 entspricht dem Allertal, und 4 ist vom Redner kürzlich in Niederhessen belegt worden.¹⁾ Als erosiv bedingte Reihenekzeme, auf welche das Hangende eingesunken ist (ähnlich Fall 1), möchte Vortragender die schmalen verzweigten Grabenzonen zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge, einschließlich des Göttinger Leinetals, sowie die „Kanäle“ mit Hallstätter Entwicklung und unterlagerndem Haselgebirge im Salzkammergut aufgefaßt wissen.

¹⁾ Der Bau des niederhessischen Berglandes bei Hundelshausen. 90. Jahresbericht der Schles. Ges. für Vaterl. Kultur. Breslau 1912.

Von großer Wichtigkeit für eine Zeitmessung durch Beobachtung von Ekzemen ist das Verhältnis vom Salzauftrieb zur Auflösung. Überwiegt der Auftrieb, so preßt das Salz die Decke empor, es bilden sich Hügel im Tiefland, wie die runden „Isles“ von Louisiana (siehe Fig. 3), und schließlich wird der Salzstock und sein Dach vom Meere angegriffen (Helgoland); — womit sich die lokalen Transgressionen mariner Schichten vorbereiten, welche für viele der norddeutschen Ekzeme so bezeichnend sind.



S = Betrag des Salzauftriebs. A = Betrag der Auflösung.
 n_1 = Tertiäre Landoberfläche, von STILLE rekonstruiert, auf Grund einer Berechnung von A . n_2 = Wahrscheinliche Lage der tertiären Landoberfläche.

Fig. 2.

Profil durch den Hildesheimer Wald nordwestlich von Diekhöfen
 (nach STILLE).

Ist die Auflösung stärker wie der Auftrieb, so zeigen sich runde Salzsümpfe, z. B. die „licks“ im nördlichen Louisiana, oder es ergeben sich Profile nach Art des Hildesheimer Waldes bei Diekhöfen¹⁾ (Fig. 2).

¹⁾ Ergänzt man den Salzstock nach der Menge der unter dem Tertiär erbohrten Gipsmassen, so erhält man den Betrag A (Auflösung). Nach STILLE (Die Faltung des d. Bodens, Kali 1911, Heft 17) ist in einer derartigen Lage von 1700 m über dem Meeresspiegel die Auflagerungsfläche des Tertiärs gelegen. Natürlich ist das ein Trugschluß, denn wir wissen, daß die präoligocäne Landoberfläche im deutschen Mittelgebirge bedeutend niedriger, etwa bei n_2 , gelegen hat. Die Niveaudifferenz $n_2 - n_1$ gibt den Betrag des hier erfolgten Salzauftriebs. Es bedarf übrigens noch genauerer Untersuchung, ob nicht ein Teil der Lösungsrückstände auf Kosten der präoligocänen Auslaugung kommt.

Der Vortragende schildert dann an Hand einer großen Reihe von Lichtbildern Auftreten und Beschaffenheit der Ekzeme im südlichen Mississippibecken. Am mexikanischen Golf (siehe Fig. 4) hat sich eine Geosynklinale gebildet, deren Rand von über gefalteten Palaeozoicum transgredierender Kreide gebildet wird. Konzentrisch legen sich

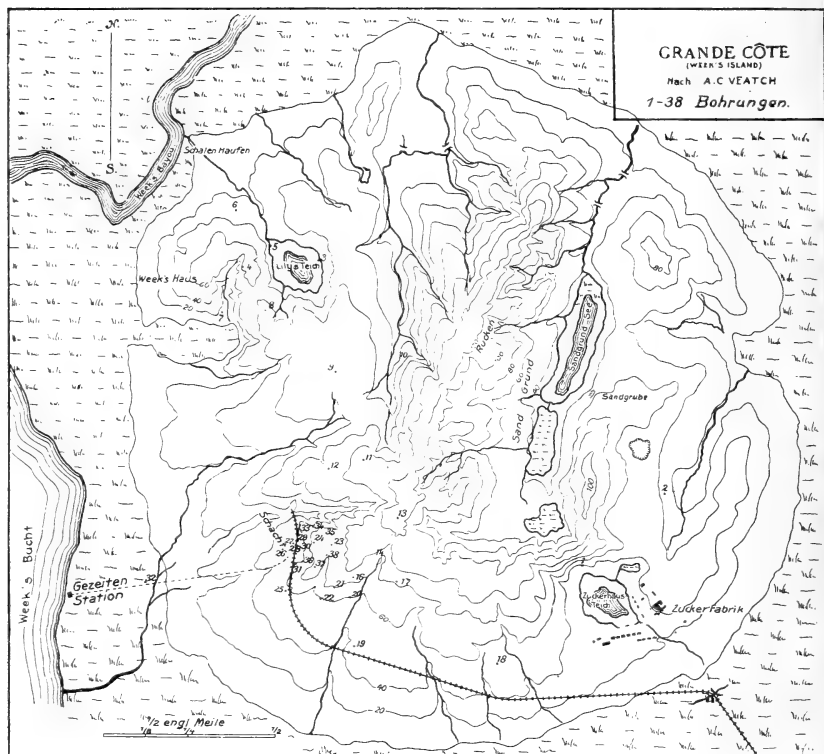


Fig. 3.

darauf: Eocän in drei Hauptstufen (WILCOX, CLAIBORNE, JACKSON), Oligocän und Miocän bis Quartär. Die Gesamtmächtigkeit dieser Sedimente im Ausbiss beträgt 3—4 km, doch dürfte im allgemeinen ihre Mächtigkeit nach dem Beckeninnern hin zunehmen. Tektonische Einzelheiten sind eine Reihe von peripherischen Verwerfungen, welche progressiv, d. h. die Beckensenkung verstärkend, ausgebildet sind. Außerdem tritt das untere Eocän in Form einer schildartigen Auftreibung

halbinselähnlich nach Südosten vor, einen embryonalen Rundhorst nach Art des Harzes bildend.

In der Geosynklinale zeigen sich an den mit + bezeichneten Stellen Ekzeme. Nach HARRIS¹⁾ sind ca. 50 bisher bekannt. Eine deutlich erkennbare Gesetzmäßigkeit in der Lage haben nur die Vorkommen von Nordlouisiana, welche an den Flexurrand des Sabine-Rundhorstes gebunden sind,

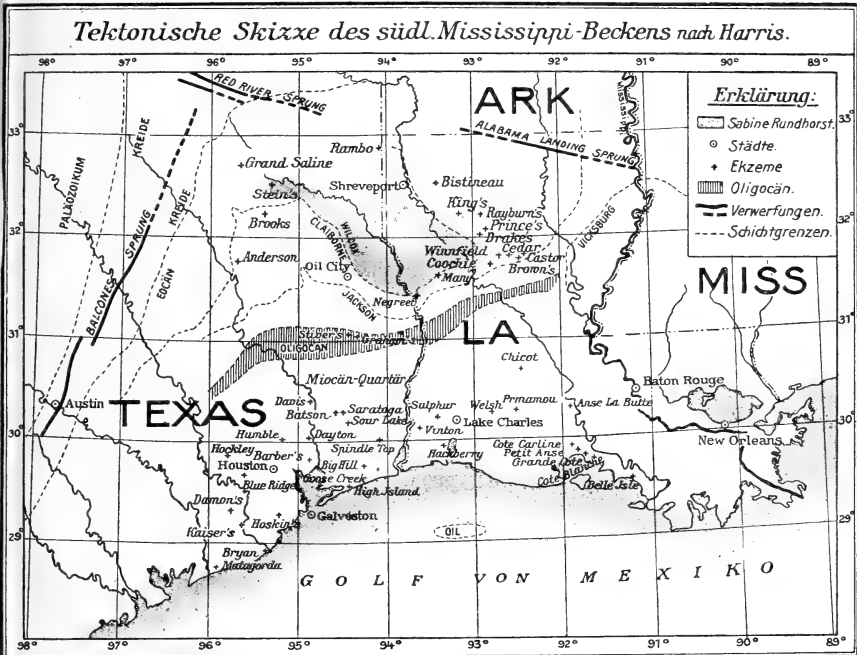


Fig. 4.

und die „five Islands“ (Côte Carline bis Belle Isle), welche auf einer nordwestlichen Linie zusammenliegen. Die Verbindung der anderen „Domes“ zu Liniensystemen ist mehr oder weniger hypothetisch.

Alle bisher topographisch dargestellten Ekzeme sind mit einziger Ausnahme von Belle Isle²⁾ annähernd kreisrund

¹⁾ Hauptsächlich: HARRIS, Rocks salt in Louisiana. Geolog. Surv. of Louis. Bullet. 7. Baton Rouge 1908.

²⁾ Das Profil bei HARRIS, a. a. O., S. 82, scheint anzudeuten, daß dieser Salzstock, wie in Fig. 1, Fall 1, im Stadium des Erstickens be-

und haben ein bis zwei englische Meilen im Durchmesser. Die südlich des Oligocänstreifens gelegenen Salzstöcke ragen als Hügel aus dem Marschland hervor, während die nördlichen umgekehrt durch kreisförmige Senkungen gekennzeichnet sind. Bei dem westlichen Vorkommen liegt das Salz im allgemeinen tief (bis 500 m), und zwischen Salz und Decke schaltet sich eine Rückstandsschicht von Gips ein, welche über 100 m mächtig wird. Weiter nach Osten zu tritt das Salz ohne Gipszwischen-schicht an einzelnen Punkten vermutlich sogar bis über den Meeresspiegel hinaus.

Auf Grande Côte und Petite Anse geht Salzbergbau um. Die innere Struktur zeigt stehende Falten, welche durch Streifungen mit anhydritischen Verunreinigungen angezeigt werden.

Die amerikanischen Geologen haben bis etwa 1900, d. h. bis vor Bekanntwerden der großen Salzmassen im Kern der Hügel, die Ansicht vertreten, daß es sich um Durchragungen eines Faltengebirges handelt. Neuerdings findet besonders die Ansicht von HARRIS Anklang, daß es der Druck sich aus-scheidender Salzkrystalle sei, welcher die Salzstöcke empor-schiebt. Zur Stütze dieser Ansicht werden die oben er-wähnten Messungen auf WEEKS Island vorgenommen.

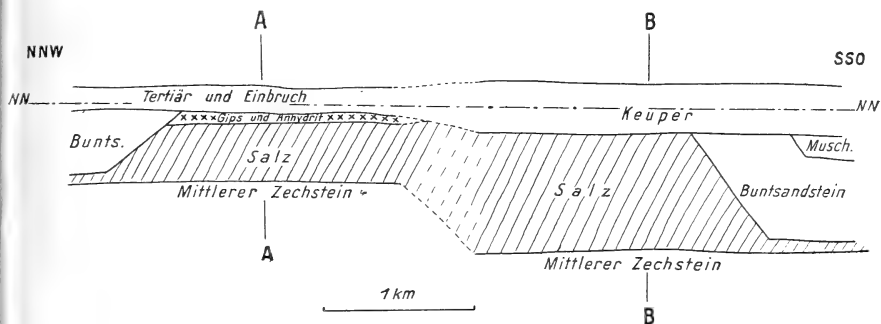
Die anhydritischen Streifungen im Salz entsprechen zweifel-los unsern „Jahresringen“, und die amerikanischen Salzstöcke müssen — das lehrt die Analogie mit den deutschen und siebenbürgischen Vorkommen — in der Tiefe in horizontalen Salzschichten wurzeln, die vielleicht dem älteren Mosozoicum oder dem Palaeozoicum angehören, und deren Ausbiß in der Geosynklinale durch die rückgreifende Überdeckung der Kreide verhüllt ist.

Andrerseits sind die deutschen Salzsättel und ge-streckten Reiheneckzeme als Vorstadien der amerika-nischen „domes“ aufzufassen. Die runde Zylinderform, welche den Salzauftrieb mit größtem Querschnitt und geringster Reibung ermöglicht, ist bei uns nur in wenigen Fällen (z. B. Lüneburg) erreicht. Die deutschen Salzstöcke wachsen auf einem bedeutend stärker gestörten Untergrunde herauf, als die amerikanischen, und die Störungen werden, wie im Allertal soeben durch KIRSCHMANN nachgewiesen ist¹⁾, durch

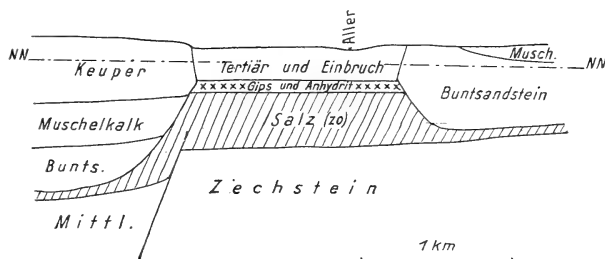
griffen ist. Er gehört zu den nach Nordwest gereihten 5 Inseln, also kann die Streckung nach Nordost kein tektonisches Element sein.

¹⁾ Das obere Allertal ist ein kombinierter Fall von Erstückung und Reaktivierung eines tektonisch bedingten Ekzems. Die ver-ursachende Flexur oder Verwerfung ist jedenfalls älter als unterer

Längsschnitt, in der Mitte durch eine ca. 25 km breite Lücke verkürzt.



Nördlicher Querschnitt A.



Südlicher Querschnitt B.

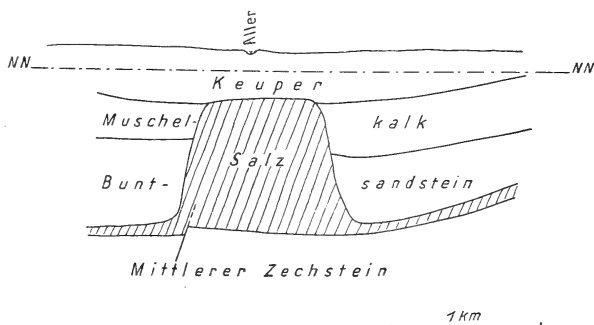


Fig. 5.

Profile durch das obere Allertal nach KIRSCHMANN.

die Reiheneckzeme aus der Tiefe heraufprojiziert (siehe Fig. 5). Bei stärkerer Senkung und Einsedimentierung würde aus dem Staßfurter Sattelgrat, auf welchem die Salzschichten bisher durch Salzauftrieb nur um etwa das Doppelte angeschwollen sind, zunächst ein Reiheneckzem wie bei Verden¹⁾ und schließlich mehrere in Nordwestrichtung angereihte Rundekzeme gebildet werden, wie Grande Côte und seine Nachbarn.

Bei diesem Vorgang ereignet sich eine selektive Auswahl der bevorzugten Salzstöcke. Ihr Wachstum kann durch Erstickung unterbrochen werden (Fig. 1, Fall 1), wenn die Sedimentation zu rasch vorschreitet, oder es kann sich eine Erschöpfung des Salzreservoirs in der Tiefe herausstellen (Fall 2). Auch ist mit dem Wiederaufleben eines im Wachstum unterbrochenen Ekzems (Typus 3) und mit der Vernarbung eines Salzstocks zu rechnen, welcher wie bei Fall 4 mitsamt der nährenden Salzschiebt in den Bereich der Grundwasserlösung geraten ist.

Obwohl die Erkenntnis von derartigen Störungen in der Entwicklung von Salzstöcken zu großer Vorsicht mahnt bei der Anwendung eines gemessenen Ekzemwachstums auf einen Einzelfall, scheint trotzdem der Versuch, in günstigen Fällen aus den Lösungsrückständen unter einer Transgressionsdecke den Betrag des Salzauftriebs und damit die seither abgelaufene geologische Zeit zu berechnen, nicht aussichtslos zu sein.

In der Diskussion sprechen die Herren BEYSLAG, GRUPE, SCHEIBE, KRUSCH, HARBORT, HAACK, JENTZSCH und der Vortragende.

Keuper, denn im Süden ist diese Stufe über einem ausgebildeten Ekzemstreifen transgressiv aufgeschlossen. Da nun diese Decke nicht mehr verbogen ist, und unter ihr Auslaugungshydrate, die sichersten Anzeichen einer aktiven Ekzembildung, zu fehlen scheinen, so ist zu schließen, daß dieser südliche Teil zur Keuperzeit erstickt und seither nicht mehr reaktiviert ist. Im Norden hingegen sind zu verschiedenen Zeiten (Lias, Mündel Mergel, Unter-Oligocän) nach erfolgtem Wiederaufleben Transgressionen eingetreten, wie die wechselnden Einbruchsschichten und die Gips- und Anhydritdecke zu erkennen geben. Näheres in einer demnächst erscheinenden Abhandlung in der Zeitschrift für praktische Geologie.

¹⁾ Bei der Steinhuder Meerlinie kann man im Zweifel sein, ob man noch von einem Sattelgrat oder schon von einem Reiheneckzem sprechen kann.

Herr BEYSCHLAG führte folgendes aus:

Nach allen den zahlreichen Wandelungen, welche die LACHMANNsche Ekzem-Hypothese im Laufe der wenigen Jahre durchheilt hat, bleibt gegenwärtig nach dem heute von ihm Vorgetragenen im wesentlichen als Stütze derselben nur ein morphologisches Moment. Anfangs sollten nach LACHMANN am Salzauftrieb tektonische Kräfte überhaupt nicht wirksam gewesen sein. Später hat LACHMANN seine Anschauungen gewandelt, indem er zugab, daß zwar den langgestreckten sattelförmigen Aufwölbungen der Schichten in der mittel- und nord-deutschen Landschaft tektonische Ursachen zugrunde lägen, aber die potenzierte Wirkung bis zum Auftrieb runder blasenförmiger Schichtenkuppeln vermag er sich als Wirkung äußerer Kräfte auch heute noch nicht vorzustellen. Er gibt heute zu, daß z. B. der Staßfurter Sattel der tektonische Vorläufer einer Ekzembildung sei, aus dem sich bei weiter fortschreitender Entwicklung die Salzkekzeme entwickeln würden wie z. B. seine sog. Reihenekezeme des Allertales. Letztere existieren nun nur in der Vorstellung LACHMANNs; von runden Auftreibungen der Salzmassen kann nach unseren Untersuchungen gar keine Rede sein. Die ganze Salzaufpressung hat die Form eines langgestreckten, tektonisch begrenzten, von Alleringersleben bis Walbeck und darüber hinaus reichenden Streifens.

Wenn Herr LACHMANN mit seinen zahlreichen amerikanischen Beispielen den Gedanken zu stützen sucht, daß kreisrunde Aufwölbungen der Gesteinsschichten nicht durch tektonische Kräfte und Plastizität der Massen, sondern im Falle des Vorhandenseins von Salz nur durch endogene, im Salz entspringende Wirkungen entstanden sein können, so muß ich erklären, daß für mich jene Beispiele leider unkontrollierbar sind, da ich sie nicht gesehen habe. Ich muß aber darauf hinweisen, daß es auch in Deutschland in salzfreien Gebieten analoge kuppelförmige Auftreibungen gibt, die bisher stets als Wirkungen tektonischer Kräfte gedeutet worden sind z. B. die sog. Oberschlesischen Flözberge bei Zabrze, Königshütte usw.

Für gänzlich unzutreffend muß ich nach wie vor die Heranziehung der Triaseinbrüche in dem Grauwackengebirge an der Unteren Werra bei Hundelshausen erklären. Hier handelt es sich, wie die neuen genauen Aufnahmen im Maßstab 1:10000 ergeben haben, nicht um kreisrunde Auftreibungen, sondern um verschiedengestaltige, von tektonischen Flächen begrenzte, ab- und eingesunkene Triasschollen in Spalten, die auf die Rückwirkung der nördlich und südlich des Grauwackengebirges ansetzenden großen Flözgräben von Eichenberg und Laudenberg

bach zurückzuführen sind. Aus ihnen läßt sich nach meiner Überzeugung auch nicht die mindeste Stütze für die Ekzemhypothese ableiten.

Herr GRUPE führte zu dem Vortrage des Herrn LACHMANN folgendes aus:

Herr LACHMANN hat sich bei der Schilderung seiner „Ekzeme“ u. a. auch auf die eigenartigen Lagerungsverhältnisse im niederhessischen Berglande bei Hundelshausen bezogen, die er in ausführlicherer Weise in einem jüngst erschienenen Aufsätze „Der Bau des niederhessischen Berglandes bei Hundelshausen“ (Jahresberichte d. Schles. Ges. f. vaterl. Kultur 1912, S. 1 ff.) beschrieben hat. Es handelt sich daselbst um das Vorkommen vereinzelter Schollen jüngerer Triasgesteine inmitten eines aus Grauwacke und Zechstein bestehenden alten Gebirgsrumpfes, die sich in unmittelbarer Berührung mit Schichten des Oberen und Mittleren Zechsteins befinden.

Herr LACHMANN läßt nun die Lagerung dieser Triasschollen nicht durch tektonische Faktoren bedingt sein, sondern er sieht in ihr eine Schichtendiskordanz, die hervorgerufen sein soll durch einen Ekzem-Auftrieb des ehemals salzföhrnden Oberen und Mittleren Zechsteins vor Ablagerung der jüngeren Triasstufen, so daß also das „Ekzem“ zur Zeit des Buntsandsteins und Unteren Muschelkalkes frei von Sedimentbedeckung blieb und erst seit der Zeit des Mittleren Muschelkalkes von den jüngeren Triassedimenten diskordant überlagert wurde.

Nach meiner Kenntnis der Verhältnisse kann ich diese Auffassung nicht teilen. Ich erblicke in den einzelnen Schollen nichts weiter als tektonische Einbrüche oder kleine Gräben in lokal sich erweiternden Spalten, die über das alte Gebirge hinweg gleichsam eine Brücke von dem nördlich gelegenen Leinetalgraben zu dem südlich folgenden Lichtenauer Graben schlagen, wie ich dies auch schon in meiner Arbeit „Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes usw.“ (diese Zeitschr. 1911, S. 270) in einer Fußnote kurz bemerkt habe. Die Lagerungsverhältnisse sind dementsprechend allerdings kartographisch anders darzustellen, als es MOESTA auf den Blättern Witzenhausen und Allendorf getan hat. Und gerade die recht günstigen Aufschlüsse an den Hängen des Gottesberges, die Herr LACHMANN zur Erklärung seiner Ansicht besonders namhaft macht, zeigen, daß nicht etwa der Zechsteingips rings um den von Oberem Muschelkalk gekrönten Berg sich herumzieht, daß vielmehr der Mittlere Muschelkalk bis

unten ins Tal herunterreicht und damit gegen den angrenzenden Zechsteingips verworfen erscheint. Daß im übrigen sich außer Mittlerem und Oberem Muschelkalk auch Röt und Wellenkalk — im Elkeroth — am Aufbau der Triasschollen beteiligen, sei nur nebenbei bemerkt, und weiter im Süden bei Hilgershausen tritt auch eine Scholle von Unterem Buntsandstein unvermittelt im Zechstein auf, die dann selbst Herr LACHMANN — man darf wohl sagen inkonsequenterweise — als tektonischen Einbruch deutet.

Sodann spricht gegen die LACHMANNsche Auffassung noch die Tatsache, daß unter dem Oberen und Mittleren Zechstein auch noch der Untere Zechstein und selbst das Grauwackengebirge heraustreten, die ehemals sicherlich keine Salzlager geführt haben und die auch nach LACHMANN wohl allein durch tektonische Kräfte emporgepreßt worden sind. Warum dann aber für den Auftrieb der jüngeren Zechsteinschichten so ganz andere, dem Salze innewohnende Kräfte annehmen, deren Existenz überdies nicht einmal erwiesen ist?

Kurz, die Anwendung der LACHMANNschen Ekzemtheorie zur Erklärung der besprochenen Phänomene bei Hundelshausen muß ich von meinem Standpunkte aus ablehnen.

Herr SCHEIBE bemerkt zur Arbeit und den Ausführungen des Herrn LACHMANN etwa folgendes: Er könne die Darstellung der Muschelkalkschollen, was zunächst Gotteskopf, Behälterskopf und Elkenrod anlange, nicht für zutreffend halten, bezweifle bei letzteren die Napfform und am Gotteskopf besonders die Begrenzung. Hier ziehe sich der Mittlere Muschelkalk weiter am Süd- und Nordhang herab und verknüpfe sich mit einer nach Nordosten hin am Hohlweg nach Rückerode auftretenden Partie von Trochitenkalk; die ganze Scholle sei in NNO—SSW-Richtung deutlich gestreckt. Herr LACHMANN scheine die von MÖSTA gegebenen Formen zumeist nur mehr abgerundet zu haben. Aus diesen Formen könne deshalb eine Stütze für die LACHMANNsche Anschauung nicht entnommen werden. Erst müsse der objektive Befund einwandfreier klargestellt werden, dann erst sei zu prüfen, ob tektonische Ursachen zur Erklärung ausreichen oder nicht, oder ob eine so eigenartige Erscheinung, wie Herr LACHMANN meine, vorliegen könne.

Auch das von Herrn LACHMANN an mehreren Stellen gezeichnete Übergreifen von Unterem Buntsandstein über Bröckelschiefer auf Oberen Zechstein, z. T. sogar Mittleren Zechstein, sei recht auffällig. Wenn MÖSTA an solchen anomalen Stellen

nicht überall Verwerfung zur Erklärung heranziehe, so dürfe daraus wohl noch nicht geschlossen werden, daß er übergreifende Lagerung kennzeichnen wolle; es handle sich hierbei wohl mehr um Inkonzsequenz in der Darstellung. Der Beweis für eine Erscheinung, wie das Übergreifen des Buntsandsteins und gar erst des Muschelkalks auf Zechstein, für die bis auf weite Entfernung hin keine weiteren Beläge bekannt seien, müsse auf stärkeren Grundlagen aufgebaut werden, als sie bislang von Herrn LACHMANN gegeben seien.

Ein Punkt in Herrn LACHMANNs Ausführungen sei aber sehr auffällig und verdiene besondere Aufmerksamkeit, nämlich die — inzwischen freilich von Herrn GRUPE bestrittene — Tatsache, daß die Muschelkalkschollen nur bis zu den Schichten eingesunken seien, in denen Salzlagere vorhanden waren. Letzteres treffe auch für den Mittleren Zechstein der Gegend zu. An tiefere Schichten als diese scheine der Muschelkalk nicht zu stoßen, weil in ihnen Auslaugung von Salz und Einsinken des Muschelkalks als ihre Folge nicht statthaben konnte. Hat aber Herr LACHMANN hierin Recht, so sei allerdings seine Erklärung für das eigenartige Auftreten der Muschelkalkschollen, auch wenn deren geologische Begrenzung nicht so auffällig rund sei, recht wohl zu berücksichtigen. Vorläufig sei die tektonische Erklärung aber noch nicht ausgeschlossen.

Herr KRUSCH äußerte sich zu dem Vortrage des Herrn LACHMANN wie folgt:

Er weist zunächst den Vorwurf des Herrn LACHMANN, daß die Berliner Geologen zu konservativ wären, um sich leicht in neue Theorien zu finden, zurück und präzisiert ihren Standpunkt dahin, daß sie gewohnt sind, sich nur solchen neuen Ansichten anzuschließen, die auf sorgfältigen Einzelbeobachtungen beruhen; mit Fug und Recht lehnen sie lediglich auf Spekulationen aufgebaute Theorien ab.

Daß die Krystallisationskraft Wirkungen hervorbringt, wird niemand bestreiten. Da sie aber in LACHMANNs Beispiel nur durch einen minimalen spezifischen Gewichtsunterschied von 0,3 angeregt wird, sind die großen Wirkungen, die sich die Herren ARRHENIUS und LACHMANN abzuleiten bemühen, nach seiner Ansicht ausgeschlossen.

Die Herbeiziehung der Krystallisationskraft zur Erklärung der ekzemartigen Erscheinungen ist übrigens den Berlinern nicht so unbekannt, wie Herr LACHMANN vorauszusetzen scheint; denn wer sich mit den Vorkommen von Giedien

Schwefel in der Domeformation von Louisiana und Texas beschäftigt hat, ist darüber orientiert, daß es sich hier um chemische und kraterförmige Pfropfen von Sedimentgesteinen handelt, die sich mitunter aus mehr als 2000 Fuß Tiefe erheben und häufig an der Oberfläche durch eine geringe Aufwölbung angedeutet sind. Die Hebung ihrer hauptsächlich aus Salz, untergeordnet aus Schwefel bestehenden Ausfüllung wird schon lange von den Amerikanern durch die Krystallisationskraft der Mineralien erklärt.¹⁾

In der Diskussion führte der Vortragende das Folgende aus:

Seine Ansicht von der Autoplastie der Salzstöcke sei dahin zu verstehen, daß die Ekzeme zwar der Form und Entstehung, nicht aber der Lage nach in allen Fällen von regionalen Kräften der Gebirgsbildung unabhängig seien. Im Gegenteil ist im oberen Allertal nachgewiesen und in manchen Fällen (Steinhuder Meer, Five Islands) wahrscheinlich gemacht, daß ein tektonischer Eingriff die Lokalisierung der Ekzeme bedingen kann. In anderen Fällen ist dies allerdings zweifelhaft (bei der Mehrzahl der Salzstöcke im Flachland von Nordhannover und am Golf von Mexiko) oder sogar unwahrscheinlich (Salzstock bei Teutschental, Mitteldeutsche Gräben und Siebenbürgen). Hier werden möglicherweise erosive Eingriffe vorliegen, wie sie der Vortragende bei Bleicherode nachweisen konnte.

Das Wachsen der Salzstöcke durch die Krystallisationskraft zu erklären, hält er ebenso wie Herr KRUSCH, für unmöglich. RekrySTALLISATION bedeutet Umformung durch Lösung, im Gegensatz zur plastischen Umformung.

Die Bedeckung durch schwere Sedimente sei die Voraussetzung der Ekzembildung, und man könne deshalb an dem Begriff „Selbstformung“ (Autoplastie) Anstoß nehmen. Das sei aber mehr ein Streit um Worte, da es ja überhaupt nur Relativbewegung gäbe und man aus demselben Grunde den Ausdruck „Aufsteigen eines Luftballons“ beanstanden könne, weil ein Ballon durch die schwerere Luft emporgedrückt würde.

Der Vortragende verteidigte schließlich seine Ansicht, daß die Verhältnisse bei Hundelshausen auf die Existenz eines hauptsächlich zur Buntsandsteinzeit gebildeten Ekzems in

¹⁾ Aufmerksam wurden wir zuerst auf diese Erscheinung durch den Artikel von LEE HAGAR im Eng. and Min. Journ. vom 28. Juli bzw. 4. August 1904. (Ergänzender Zusatz, der nicht in der Diskussion gebracht wurde.)

Niederhessen schließen lassen. Die von Herrn SCHEIBE gegen die Karte erhobenen Einwürfe berühren, auch wenn sie begründet sein sollten, seine Schlußfolgerungen in keiner Weise, und die von Herrn GRUPE ausgesprochene Ansicht einer bis in die Muschelkalkzeit stattgehabten lokalen Transgression über eine Zechsteinschwelle ist räumlich nicht durchführbar wegen der großen Mächtigkeit der Sedimente und der geringen Schwellenhöhe. Dagegen sei in der Tat mit der Möglichkeit zu rechnen, daß das Ekzem bei Hundelshausen infolge der Lage auf einer alten Zechsteinerhebung tektonisch modifiziert ist.

Herr P. KRUSCH spricht sodann über die Genesis einiger Mineralien und Gesteine auf der silikatischen Nickelerzlagerstätte von Frankenstein in Schlesien.
(Mit 2 Figuren.)

Für den diesjährigen Bergmannstag in Breslau haben Herr BEYSLAG und ich u. a. auch die Beschreibung der Nickelerzlagerstätte von Frankenstein in Schlesien, die zu den interessantesten Vorkommen Deutschlands gehört, übernommen.

Wenn auch die mikroskopischen Untersuchungen noch nicht abgeschlossen sind, so dürfte es sich doch empfehlen, schon jetzt an dieser Stelle auf einige Mineralien und Gesteine genauer einzugehen, da durch die bereits vorliegenden Resultate die in dieser Zeitschrift veröffentlichten Untersuchungsergebnisse von LIEBISCH¹⁾ wesentlich ergänzt werden.

Südöstlich des Zobten und nördlich von Glatz liegt bei Frankenstein der in der Literatur oft genannte Gläserndorf-Kosemitzer Serpentinzug (Fig. 1) in welchem die wasserhaltigen Nickel-Magnesia-Silikate von Frankenstein auftreten.

Mit der Untersuchung dieser Lagerstätte habe ich schon einmal vor ca. 18 Jahren begonnen; damals mußte ich die Arbeit aufgeben, weil die genetische Erklärung der Erze auf unüberwindliche Schwierigkeiten stieß. Inzwischen hat unsere Kenntnis der Gele, zu denen viele der Mineralien von Frankenstein gehören, große Fortschritte gemacht, so daß es jetzt möglich ist, die Genesis dieser auf der Erde recht seltenen Nickelerzvorkommen in befriedigender Weise zu erklären. Die Nickelerzlagerstätte von Frankenstein in Schlesien stimmt in vieler Beziehung mit den bekannten bedeutenden Nickelerzvorkommen von Neu-Caledonien überein.

¹⁾ LIEBISCH: Über Hornblendegneise und Serpentine von Frankenstein in Schlesien. Diese Zeitschr., Bd. XXIX, 1877, S. 729.

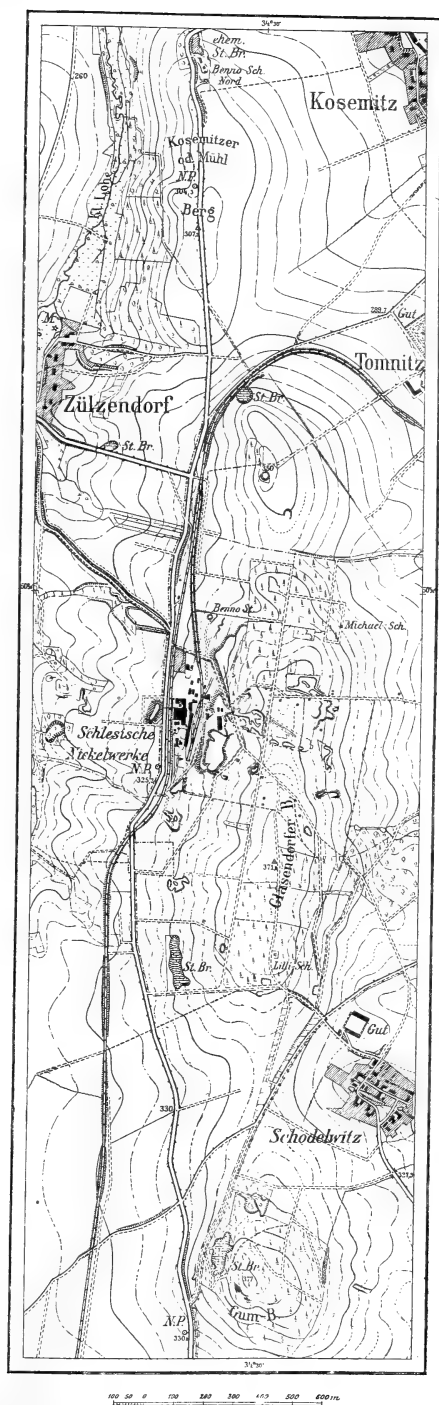


Fig. 1.
Situation des Gläserndorf-Kosemitzer Serpentinzuges,

Der oben erwähnte Serpentin nördlich von Frankenstein ist nach den Untersuchungen von LIEBISCH aus einem Olivinstein hervorgegangen, in dem sich in den Dünnschliffen ziemlich reichlich eine feinnadelige Hornblende nachweisen läßt. Wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, ist die öl- bis zeisiggrüne Serpentinsubstanz, welche Körner von Chromeisen umschließt, durch einen beträchtlichen Olivinegehalt mit Maschenstruktur ausgezeichnet. Neben diesem Mineral treten glänzende, nadel-förmige Krystalle von höchstens Zentimetergröße mit der Spaltbarkeit der Hornblende auf, die Aktinolith darstellen dürften. Wie schon LIEBISCH hervorhebt, ähnelt der Serpentin von Frankenstein in bezug auf die Zusammensetzung sehr demjenigen von Lampersdorf und Weigelsdorf.

Auf der geologischen Karte hat J. ROTH nördlich von diesem Serpentinzug Syenit angegeben, der auch westlich von Frankenstein vorkommt und in der Erläuterung als Hornblendegneis beschrieben wird. Auf die Beziehung zwischen Syenit bzw. Hornblendegneis und Serpentin gehe ich weiter unten ein.

Rotes Gebirge und Quarzgänge: Die Nickelerzlagerstätten von Frankenstein erhalten ihr besonderes Gepräge durch das Auftreten des Roten Gebirges, welches als milde, dichte, weiche Brauneisenmasse auf großen Flächen die obersten Lagen des Serpentinegebietes bildet. Diese roten Zersetzungsprodukte finden sich in ganz analoger Weise in Neu-Caledonien.

Sie gehören zweifellos zu den Gelen, jenen typischen kolloiden und isotropen Produkten normaler Verwitterungsprozesse, welche wir recht häufig in der Nähe der Tagesoberfläche finden.

Das Rote Gebirge wird durchsetzt von Quarz-Chalcedon-Gängen, die nordnordwestlich streichen und den milden Roten Gebirgsmassen ein festes Gerippe geben (Fig. 2). Sie verlaufen entsprechend der Hauptstörungsrichtung jenes Gebietes und zersplittern vielfach im Streichen und im Fallen.

Die mikroskopische Untersuchung zeigte, daß ursprünglich nur wenig mächtige Spalten vorhanden waren, welche mit Kieselsäuresubstanz ausgefüllt wurden. Nach und nach trat eine allmähliche, heute ebenfalls mit Kieselsäure ausgefüllte Erweiterung der Hohlräume, mutmaßlich durch Auflösung des unmittelbaren Nebengesteins, ein. Die Gangmasse zeigt deshalb Krustenstruktur.

Inwieweit ost-westlich streichende Verwerfungen Seitenverschiebungen dieser Quarzgänge erzeugten, müssen genaue Aufnahmen der Tagesoberfläche der weiteren Umgebung erweisen.

Die Untersuchungen über das geologische Alter ergaben, daß die Quarzgänge älter sind als das Rote Gebirge und die Nickelerze, deren Bildung sie dadurch beförderten, daß sie ihr unmittelbar benachbartes Nebengestein auflockerten und das Niedersinken der Tagewässer erleichterten.

Durch die Tätigkeit der Atmosphärien sind die Quarzgänge als Rippen und Terrainkanten herausmodelliert worden, und man kann wohl sagen, daß der Gläserdorf-Kosemitzer Serpentinzug zum großen Teil seine Erhaltung diesen Quarzmassen verdankt, deren Bruchstücke in großer Ausdehnung die Oberfläche bedecken.

Magnesit- und Kerolithvorkommen: Neben der die Bildung des Roten Gebirges bedingenden roten Verwitterung fällt die von mir als weiße Verwitterung bezeichnete Zersetzung des Serpentinins ins Auge, die in dem Auftreten von Magnesit (Mg CO_3) und Kerolith ($\text{H}_6\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_9$) besteht. Beide Mineralien durchziehen als kompliziertes Netzwerk, dessen einzelne Trümer höchstens einige Zentimeter stark sind, die Serpentinmasse derart, daß schließlich eine fast vollkommene Verdrängung Platz greift (sog. weiße Knötchen). Welche Rolle die metasomatischen Prozesse bei dieser weißen Verwitterung spielen, zeigen die allmählichen Übergänge zwischen einem Serpentin, der nur von spärlichen Magnesittrümmern durchzogen wird, und den als weiße Knötchen bezeichneten Massen.

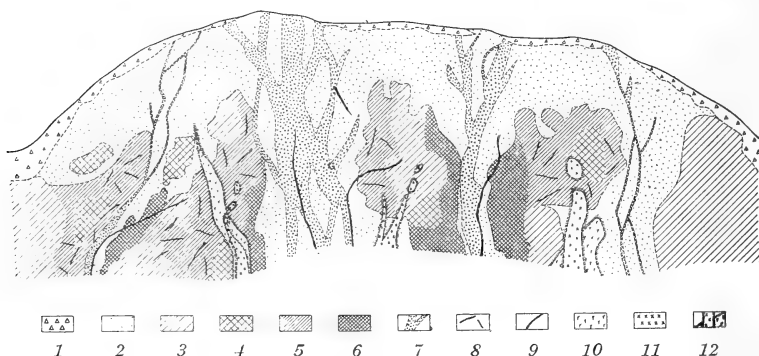
In mineralogischer Beziehung tritt ausschließlich dichter Magnesit auf, den schon BREITHAUPT als ein Oberflächenverwitterungsprodukt erkannte¹⁾.

Der Kerolith ist nicht gleichaltrig mit dem Magnesit, sondern entsteht nach meiner Untersuchung aus ihm durch nachträgliche Umwandlung, die von den Grenzen der Gänge und von Querbrüchen ausgeht. Bei fortgeschrittener Zersetzung erweist sich eine derartige weiße Gangmasse als zum großen Teil aus Kerolith bestehend, in welchem noch unzersetzte Kerne von Magnesit zu erkennen sind.

An vielen Aufschlüssen läßt sich der Nachweis führen, daß die weiße Verwitterung älter ist als die rote. Während bei der weißen die Struktur des Serpentin noch zu erkennen ist, zeigt die diese umgebende rote Verwitterung des Gebirges eine gleichmäßig körnige rote Masse, in welcher die Magnesit- und Kerolithgänge des Serpentin häufig keine Fortsetzung mehr finden.

¹⁾ K. A. REDLICH: Entstehung und Vorkommen des Magnesits, in DOELTER: Handbuch der Mineralchemie, Bd. I, S. 243.

Zwischen dieser weißen Verwitterung und den bauwürdigen Lagerstätten dichten Magnesits, wie sie beispielsweise in Griechenland und Mazedonien bekannt sind — von ihnen konnte ich eine Reihe an Ort und Stelle untersuchen, besteht nur ein quantitativer, kein qualitativer Unterschied. Schon der Umstand, daß es viel mehr dichte Magnesit- als silikatische Nickelerzgänge auf der Erde gibt, beweist, daß das Zusammenvorkommen von dichtem Magnesit und Nickelerzen bei Frankenstein ein zufälliges ist, daß beide Mineralbildungen genetisch nicht aneinander geknüpft sind.



1 Schutt. 2 Rotes Gebirge. 3 Serpentin. 4 Weiße Verwitterung. 5 Grauerz. 6 Grünerz. 7 Ältere Quarzgänge. 8 Nickelerztrümer. 9 Chrysopras. 10 Syenit. 11 Saccharit. 12 Kontakthof von Syenit und Saccharit.

Fig. 2.

Schematisches Profil der Nickelerzlagerstätte von Frankenstein.

Grauerz: Das bisher nur von Frankenstein bekannte Material stellt einen Serpentin mit einem abnorm hohen Nickelgehalt von $1\frac{1}{2}$ bis 2% dar. Daß die ursprüngliche Nickelmenge des Serpentin hier zum Teil durch Infiltration erhöht wurde und nicht etwa ausschließlich auf dem an und für sich nickelhaltigen Olivin beruht, beweist das Auftreten außerordentlich zahlreicher winziger Spältchen, die mit silikatischen Nickelerzen ausgefüllt sind. Von dem normalen Serpentin unterscheidet sich das Material ausschließlich durch den höheren Nickelgehalt. In vielen Fällen ist es kaum möglich, in einem Aufschluß anzugeben, wo die Grenze zwischen frischem Serpentin und dem Grauerz zu ziehen ist.

Wenn man auch das Grauerz bisher nur von Frankenstein kennt, so spricht doch sehr viel dafür, daß große Massen

dieses Materials auch in Neu-Caledonien auftreten. Man schenkte ihnen dort bisher keine Beachtung, da an das Nickelexporterz, welches jetzt den Gegenstand des Bergbaus bildet, zu hohe Anforderungen gestellt werden müssen. Das Grauerz ist also für Neu-Caledonien zu arm, um eine Gewinnung zu ermöglichen.

Syenit: Das von J. ROTH bald als Syenit, bald als Hornblendegneis bezeichnete Gestein besteht nach LIEBISCH aus grünlichschwarzer Hornblende und untergeordnetem Plagioklas oder aus hellgrünem Malakolith oder aus Quarz, Plagioklas, Malakolith und vereinzelt Epidotkrystallen; die Mineralgemische wechsellagern miteinander. Auch ein von G. ROTH am Gumberg gefundenes Gestein erwies sich u. d. M. nach LIEBISCH als ein grobkörniges Gemenge von Hornblende, Malakolith und Plagioklas. Die über Tage anstehenden, auf der Karte von ROTH als Syenit bezeichneten Gesteinsmassen nördlich des Serpentinzuges sind nach meinen Untersuchungen an Ort und Stelle ziemlich einheitlich. Sie bestehen aus einem Gemenge von Plagioklas und dunkler Hornblende. LIEBISCH konnte also den Nachweis führen, daß die Serpentine von Frankenstein in unmittelbarem Zusammenhange mit Hornblendegneisen stehen. Das Altersverhältnis und der genetische Verband zwischen dem Hornblendegneis bzw. Syenit und dem Serpentin war aber bisher nicht festzustellen.

In den Grubenbauen von Frankenstein habe ich den Nachweis führen können, daß ein Teil der als „weiße Knötchen“ bezeichneten Massen nichts mit einer Magnesitisierung des Serpentin zu tun hat, sondern ein fast vollkommen in Talk umgewandeltes Hornblende-Plagioklas-Gestein darstellt, und zwar zeigten weitere von mir angeordnete Schürfarbeiten, daß dieses Gestein in Form von Apophysen in den Serpentin eindringt. Ein Vergleich dieser Massen mit denjenigen im Steinbruch nördlich des Serpentinzuges ergab, daß beide Gesteine identisch sind. Damit ist der Nachweis geliefert, daß das Hornblende-Plagioklas-Gestein eruptiven Charakter hat, also als Syenit bezeichnet werden muß, und daß es jünger ist als der Serpentin.

Die eruptive Natur beweisen außerdem die Kontakterscheinungen zwischen den beiden Gesteinen. Wo Syenit und Serpentin sich berühren, trifft man zunächst dem Syenit eine häufig bis mehrere Zentimeter starke Lage eines fast nur aus Hornblende bestehenden Gesteins, auf welcher fast vollkommen in Talk umgewandelte Biotitanhäufungen sitzen, die ebenfalls eine mehrere Zentimeter dicke Schicht bilden können.

Die Individuen des zunächst dem Syenit auftretenden Hornblendeaggregats sind bald länger, bald kürzer; mitunter erscheinen sie derartig klein und verfilzt, daß das Gestein nephritähnlich ist und als nephritisch bezeichnet werden kann. Es scheint dann eine gewisse Ähnlichkeit mit den Kontaktbildungen vorzuliegen, wie sie FINCKH von Jordansmühle beschrieben hat¹⁾.

Saccharit: Mit mikroskopischen Untersuchungen des Saccharits hat sich zum letzten Mal LIEBISCH (a. a. O.) ausführlich beschäftigt. Er bezeichnet dort das Mineralaggregat als Feldspatgestein der Hornblendegneise, deren Vorkommen analog demjenigen der ähnlichen Gesteine vom Wachberg bei Baumgarten ist.

Der Name Saccharit stammt von GLOCKER, die erste Analyse von SCHMIDT (Pogg. Ann., Bd. 61, S. 385). DANA hat den Saccharit zum Andesin gestellt.

Die mikroskopische Untersuchung der GLOCKERSchen Originalstücke durch LIEBISCH zeigte, daß es sich nicht um ein Mineral, sondern um ein Gemenge handelt, und zwar besteht die Hauptmasse aus Plagioklaskrystallen, die in polarisiertem Licht zahlreiche Zwillingslamellen zeigen. Untergeordnet sind in den GLOCKERSchen Originalen Orthoklas, seltene kleine grüne Hornblendekrystalle und blauschwarze Turmaline zu erkennen.

Nach A. v. LASAULX²⁾ soll der Saccharit eine Mineralneubildung sein, welche bei der Umwandlung der krystallinen Gesteine in Serpentin entstand. Die feldspatreichen Saccharite stellen nach ihm das eine Endglied, Quarzaggregate dagegen das andere einer größeren Reihe dar. LIEBISCH bemerkte richtig, daß diese Ansicht mit den Ergebnissen der Untersuchungen der Mineralneubildungen bei der Serpentinisierung unvereinbar ist. Aber auch er konnte, da ihm nur das Material des Museums zur Verfügung stand, die Genesis des Saccharits nicht klären.

Auffallend ist zunächst, daß die Saccharitanalysen außerordentlich schwanken, und namentlich wird der Kieselsäuregehalt ganz verschieden angegeben.

Bei meinen Untersuchungen konnte ich feststellen, daß man in der Grube dreierlei als Saccharit bezeichnet, nämlich

¹⁾ FINCKH: Zur Nephritfrage. Diese Zeitschr. S. 18—24, 1912, Monatsber. Nr. 1.

²⁾ Sitzungsbericht der Schlesischen Gesellschaft für vaterländische Kultur vom 11. Juli 1877.

erstens feinkörnigen Syenit von normaler Zusammensetzung, zweitens Pegmatit mit viel Quarz und endlich drittens das typische feinkörnige zuckerähnliche Gestein, welches wohl ursprünglich für GLOCKER Veranlassung der Benennung war.

Ausschlaggebend für die Genesis des Saccharits ist sein Auftreten in Form von Apophysen und Gängen sowohl im Syenit als im Serpentin. Ich konnte an einigen Stellen allmähliche Übergänge zwischen Syenit und Saccharit konstatieren und damit den Nachweis führen, daß der Saccharit hier als ein durch Differentiation des Syenits entstandenes Spaltungsprodukt auftritt, also zweifellos dieselbe Entstehung wie der Syenit hat.

Die eruptive Natur des Saccharits geht auch aus den Kontakterscheinungen hervor, von denen ich sowohl exogene als endogene feststellen konnte. Die exogenen sind da, wo das Nebengestein aus Serpentin besteht, genau die gleichen wie beim Syenit: zunächst dem Saccharit ein bis mehrere Zentimeter starkes Hornblendeaggregat, welches mehr oder weniger nephritähnlich ist, und weiter nach außen mit ziemlich scharfer Abgrenzung fast vollkommen in Talk umgewandelter Biotit von der mitunter beträchtlichen Stärke von 5 und mehr Zentimetern; er ist auch von der Serpentin-substanz ziemlich scharf getrennt.

Von besonderem Interesse sind die endogenen Kontakterscheinungen. Sie machen sich in der Häufung von Glimmer und anderen farbigen Bestandteilen der Saccharitsubstanz in unmittelbarer Nähe des Kontaktes geltend.

Nicht immer tritt der Saccharit in Verbindung mit Syenit auf, er bildet vielmehr auch selbständige Apophysen im Syenit und Serpentin.

Damit dürfte der Beweis geliefert sein, daß der Saccharit nicht nur als Spaltungsprodukt bei der Erkal tung des Syenitmagma s entstand, sondern auch jüngere Nachschübe nach der Erstarrung des Syenitmagma s bildete.

Nickelerze: Wie ich oben erwähnte, sind sie genetisch gebunden an das Rote Gebirge und jünger als der Magnesit. Die herrschende Ansicht der Lagerstättenforscher faßt die wasserhaltigen Nickel-Magnesia-Silikate der Garnieritgruppe als durch Lateralsekretion entstandene Zersetzungsprodukte des an und für sich nickelhaltigen Olivins auf.

Bei Frankenstein treten hauptsächlich Pimelith und Schuchardtit auf. Der Pimelith ist bei höherem Nickelgehalt sehr garnieritähnlich. Eine scharfe Grenze zwischen den beiden

Mineralien scheint es nicht zu geben. Auffallend ist außerdem der allmähliche Übergang des Pimeliths in andere, nickelfreie Magnesiaverbindungen. Der Nickelgehalt schwankt sehr. Die Spaltenfüllungen mit ihren fast ausschließlich dichten Mineralien legen die Vermutung nahe, daß der Pimelith kein selbständiges Mineral ist, sondern den größeren oder geringeren Nickelgehalt ausschließlich Adsorptionsvorgängen verdankt. Diese Auffassung liegt um so näher, als der Pimelith und die ihm nahestehenden nickelfreien Verbindungen zu den gelartigen Körpern gehören, die durch ihre hohe Adsorptionsfähigkeit ausgezeichnet sind.

Es liegt nahe, den Pimelith ebenso wie die übrigen Gele als Produkte der Oberflächenverwitterung aufzufassen.

Der Schuchardtit macht, da er in Schüppchen auftritt, häufiger den Eindruck eines selbständigen Nickelminerals. Die genaue Untersuchung der Schuchardtitmassen innerhalb des Roten Gebirges bzw. Serpentin läßt aber deutlich den allmählichen Übergang der Schuchardtitsubstanz in andere schuppige Verbindungen, wie z. B. Talk, erkennen. Der Schuchardtit scheint also ein Umwandlungsprodukt aus anderen schuppigen Mineralien, vorzugsweise aus Talk, zu sein.

Die Zersetzung zu Nickelerzen ergreift aber nicht nur Magnesit, Kerolith, Talk usw., sondern auch Gesteine, und zwar besonders gern den Saccharit im strengen Sinne des Wortes. Wo diese Saccharitapophysen durch nachträgliche Gebirgsbewegungen zerrissen und zu einzelnen mehr oder weniger rundlichen Gebilden aufgelöst sind, die reihenweise auftreten, gehen sie häufig durch Metasomatose in das sog. „Knistererz“ über.

Die Umwandlung erfolgt von der Oberfläche und von den Klüften des Gesteins aus und ist zum Teil derart vollständig, daß nur noch kleine Kerne unvollkommen zersetzten Saccharits in der Knistererzmasse liegen. Auch dieses Knistererz gehört zu den gelartigen Körpern. Seinen Namen hat es von der Eigenschaft vieler Gele, in Berührung mit Wasser unter Knistern zu zerfallen.

Alle Beobachtungen über das Auftreten der Nickelerze von Frankenstein sprechen also dafür, daß die wasserhaltigen Nickel-Magnesia-Silikate durch Verwitterungsprozesse entstanden sind. Die silikatischen Nickelerze sind also geologisch sehr jung.

Dieses Resultat deckt sich mit demjenigen französischer Forscher über die Nickelerze Neu-Caledoniens, die z. T. als Bindemittel des Gehängeschutts auftreten.

Etappen der Nickelerzlagerstättenbildung: Ich knüpfe hier an den Serpentinisierungsprozeß des olivinreichen Gesteins an, welches von Apophysen von Syenit und Saccharit mit den dazugehörigen Kontaktbildungen durchsetzt ist.

In einer späteren Periode entstand, von der Oberfläche ausgehend, die weiße Verwitterung mit der Magnesitbildung. Ob die Quarzgänge älter oder jünger sind als diese weiße Verwitterung, läßt sich nicht entscheiden. Jedenfalls sind beide wesentlich älter als die Entstehung des Roten Gebirges und die Talk- und Nickelerzbildung. Auf den Zerrüttungszonen, die durch die Quarzgänge entstanden, sanken die Tagewässer in die Tiefe, welche den Serpentin vollkommen zu Rotem Gebirge zersetzten und den Nickelgehalt auf den Spalten konzentrierten. Dieselben Oberflächenwässer dürften auch den Magnesit in Kerolith umgewandelt haben. Sie bewirkten außerdem die Zersetzung des Biotits der Syenit- und Saccharitkontakthöfe in Talk und des Saccharits in Knistererz. Man geht wohl nicht fehl, wenn man annimmt, daß diese Vorgänge auch heute noch stattfinden.

Wenn man für die rote und grüne Verwitterung die Jetztzeit in Anspruch nimmt, dann spricht vieles dafür, daß die weiße magnesitische Verwitterung in der Tertiärzeit stattfand.

Zur Diskussion spricht Herr FINCKH.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

WAHNSCHAFTE.

BÄRTLING.

HENNIG.

Briefliche Mitteilungen.

34. Die geologischen Grundlagen für die Chronologie des Diluvialmenschen.

Von Herrn FRITZ WIEGERS.

(Mit 2 Textfiguren.)

Berlin, den 2. Dezember 1912.

Unsere Kenntnis der Diluvialprähistorie ist in den letzten Jahren sehr gefördert worden, besonders der typologische Teil dieser neuen Grenzwissenschaft zwischen Geologie und Urgeschichte; die Stratigraphie hat dagegen keine wesentlichen Fortschritte aufzuweisen, obgleich sie die eigentliche Grundlage dieser frühen Vorgeschichte des Menschen ist.

Vergleicht man die in den letzten Veröffentlichungen von OBERMAIER¹⁾, R. R. SCHMIDT²⁾, PENCK³⁾ und BAYER⁴⁾ aufgestellten Chronologien, so zeigt sich in der geologischen Altersstellung der prähistorischen Fundsichten ein großer Unterschied zwischen dem System OBERMAIER-SCHMIDT einerseits und PENCK-BAYER andererseits. (Vgl. Tabelle S. 604.)

OBERMAIER⁵⁾ datiert auf Grund seiner Gliederung der Garonneterassen das Altpalaeolithicum um eine volle Eiszeit jünger als PENCK; das Jungpalaeolithicum aber stellt er mit Ausnahme des Moustérien in die Nacheiszeit, weil er ein postglaziales Alter des Lösses annimmt, in dem diese Kulturen

¹⁾ H. OBERMAIER: Das geologische Alter des Menschengeschlechtes. Mitt. d. Geol. Ges. Wien III, 1908, S. 290.

²⁾ R. R. SCHMIDT: Die Grundlagen für die Diluvialchronologie und Paläethnologie Westeuropas. Zeitschr. f. Ethn. 1911, S. 945.

³⁾ A. PENCK: Das Alter des Menschengeschlechtes. Zeitschr. f. Ethn. 1908, S. 390.

⁴⁾ JOS. BAYER: Das geologisch-archäologische Verhältnis im Eiszeitalter. Zeitschr. f. Ethn. 1912, S. 1.

⁵⁾ H. OBERMAIER: Beiträge zur Kenntnis des Quartärs in den Pyrenäen. Arch. f. Anthr. 1906.

vielfach gefunden worden sind. Nach OBERMAIER-SCHMIDT gibt es ferner kein warmes, interglaziales, sondern nur ein kaltes, glaziales Moustérien.

PENCK setzt das Chelléen und Acheuléen in die vorletzte Interglazialzeit, trennt mit Recht das Moustérien in einen warmen und einen kalten Horizont, von denen er letzteren aber für den älteren hält und mit der Riß-Eiszeit parallelisiert, und setzt das Solutréen in die Zeit des Anwachsens und des Maximums der Würm-Vergletscherung, obwohl er den Löß, in dem diese Industrie vielfach mit stark glazialer Fauna, z. B. in Predmost gefunden ist, aus stratigraphischen Gründen für interglazial hält.

BAYER hat die PENCKsche Auffassung des „interglazialen“ Lösses dann weiter benutzt, um in der letzten Zwischeneiszeit eine Steppenphase zu konstruieren, der er das Aurignacien und das Alt-Solutréen zuweist. In bezug auf das postglaziale Alter des Magdalénien stimmen beide Autoren mit OBERMAIER und SCHMIDT überein.

Der Löß spielt danach in der Altersbestimmung der prähistorischen Schichten eine hervorragende Rolle; er ist geradezu der Kernpunkt des chronologischen Systems und bildet auch die Grundlage meiner neuen, in diesem Aufsatz gegebenen Gliederung.

Das Alter des Löß.

Im Gegensatz zu PENCK und OBERMAIER nehme ich ein glaziales Alter des Lösses an.

Es darf bei unserer Betrachtung vorausgesetzt werden, daß die glazialen Erscheinungen in Deutschland, in den Alpen und den Pyrenäen im großen und ganzen gleichzeitig erfolgt sind, ohne welche Annahme eine vergleichende Untersuchung ausgeschlossen wäre.

In den Alpen sind durch die klassischen Untersuchungen von PENCK und BRÜCKNER¹⁾ vier durch Zwischeneiszeiten getrennte Eiszeiten nachgewiesen: die Günz-, Mindel-, Riß- und Würm-Eiszeit. Die Schmelzwässer dieser großen Vergletscherungen haben bis weit in das Vorland hinein das ausgewaschene Moränenmaterial in Form von Schotterfeldern und Terrassen aufgeschüttet, die den Eiszeiten entsprechend als älterer und jüngerer Deckenschotter, Hoch- und Niederterrassenschotter bezeichnet werden.

¹⁾ A. PENCK und E. BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bde. 1909. Im folgenden kurz zitiert A.E.A.

In Norddeutschland kennt man bis jetzt sicher 3 Eiszeiten (auf den Karten der Kgl. Geologischen Landesanstalt von Preußen als Elster-, Saale-, Weichsel-Eiszeit benannt), die mit den drei letzten alpinen Vereisungen als gleichaltrig angenommen werden.

Im allgemeinen besteht nun über glaziale und interglaziale Schichten keine wesentliche Meinungsdivergenz, nur über den Löß ist eine Einigung noch nicht erzielt worden. In bezug auf die Frage der Entstehung hat sich die Theorie v. RICHTHOFENS jetzt allgemeine Anerkennung errungen, die den Löß als ein vom Winde in einer Steppenlandschaft zusammengetragenes staubfeines Produkt ansieht. Über das Alter des Lösses aber gehen die Meinungen heute noch auseinander, indem die einen den Löß für ein interglaziales bzw. postglaziales, die anderen ihn für ein glaziales Gebilde halten.

Die Anhänger der ersteren Richtung teilen die zuerst von PENCK lediglich aus stratigraphischen Gründen gefolgerte Altersbestimmung, zu der PENCK veranlaßt wurde, als er den Löß an einigen Stellen der Alpen zwischen zwei Moränen gelagert fand. Die Anhänger des glazialen Lösses aber gründen ihre Ansicht auf den arktischen (arktoalpinen) bzw. subarktischen Charakter der Lößfauna.

Wir wollen unserer Betrachtung einige Lößfaunen voranstellen:

1. St. Acheul bei Amiens; jüngerer Löß mit Moustérien¹⁾:

Elephas primigenius, Mammut
Rhinoceros tichorhinus, wollhaariges Nashorn
Cervus tarandus, Renttier
Equus, kleine Form, Pferd
Bison
Spermophilus, Ziesel
Lepus timidus, gem. Feldhase
Canis lagopus, Eisfuchs.

2. Hundsteig bei Krems (N.-Ö.), Aurignacien²⁾:

El. primigenius, Mammut
Rhin. tichorhinus, wollhaariges Nashorn
Cervus tarandus, Renttier
- *elaphus*, Edelhirsch

¹⁾ V. COMMONT: Comparaison des limons Belges et Etrangers. Ann. de la Soc. géol. de Belgique, Liège 1912, S. 158.

²⁾ J. STROBL und H. OBERMAIER: Die Aurignacienstation von Krems (N.-Ö.). Jahrb. f. Altertumskunde, Wien 1909, S. 145.

Cervus Canadensis, canadischer Hirsch
Bison priscus, Wisent
Bos primigenius, Ur
Ovibos moschatus, Moschusochse
Capella rupicapra, Gemse
Capra ibex, Steinbock
Equus caballus, Wildpferd
Canis lagopus, Eisfuchs
 - *vulpes*, gem. Fuchs
 - *lupus*, Wolf
Felis spelaea, Höhlenlöwe
 - sp.
Gulo borealis, Vielfraß
Spermophilus rufescens, rötlicher Ziesel
Lepus variabilis, Schneehase oder Alpenhase
Lagopus albus, Moor-Schneehuhn.

3. Předmost in Mähren, Solutrén¹⁾:

El. primigenius, Mammut
Rhin. tichorhinus, wollhaariges Nashorn
Cervus tarandus, Rentier
 - *alces*, Elch
Capra ibex, Steinbock
Ovibos moschatus, Moschusochse
Bos primigenius, Ur
Bison priscus, Wisent
Equus caballus, Wildpferd
Ursus spelaeus, Höhlenbär
Felis pardus, Panther
Felis spelaea, Höhlenlöwe
Hyaena - , Höhlenhyäne
Canis lagopus, Eisfuchs
 - *vulpes*, gem. Fuchs
 - *lupus*, Wolf
Gulo borealis, Vielfraß
Myodes torquatus, Halsband-Lemming
Lepus variabilis, Schneehase
Lagopus alpinus, Alpen-Schneehuhn
 - *albus*, Moor-Schneehuhn
Vultur fulvus, Geier
Corvus corax, Kolkrabe.

¹⁾ KRIZ: Beiträge zur Kenntnis der Quartärzeit in Mähren.
 Gleiwitz 1903.

4. Andernach, Magdalénien¹⁾:

Equus caballus, Wildpferd
Cervus tarandus, Renntier
- *elaphus*, Edelhirsch
Bos primigenius, Ur
Canis lagopus, Eisfuchs
- *lupus*, Wolf
Felis lynx, Luchs
Lepus variabilis, Schneehase
Arvicola amphibius, Wasserratte
Mustela vulgaris, Marder
Mus musculus, Hausmaus
Talpa europaea, gem. Maulwurf
Sciurus vulgaris, Eichhörnchen
Lagopus albus, Moor-Schneehuhn
Strix (brachyotus?), Sumpf-Ohreule
Anas (boschas?), Stockente
Grus cinerea, Kranich oder
Cygnus musicus, Singschwan
Tetrao bonasia, Haselhuhn.

Zum Vergleich mit diesen Lößfaunen seien noch die Faunen aus 2 Höhlen zusammengestellt, aus dem Sirgenstein²⁾ und dem Schweizerbild³⁾ (letztere im Auszug), in denen die Tierreste ebenfalls mit den Industrien des Jungpalaeolithicums gefunden wurden.

Diese Faunen des Moustérien bis zum Magdalénien, sowohl aus dem Löß wie aus den Höhlen, zeigen eine ganz bestimmte Zusammensetzung, die in ihrer Gesamtheit von der der wirklichen Interglazialfaunen ganz wesentlich abweicht.

Aus keiner einzigen Ablagerung der Zwischeneiszeit, deren Klima ebenso warm oder ein wenig wärmer als das unserer gegenwärtigen Zeit war, sind uns derartige Tiere, wie Renn, Moschusochse, Vielfraß, Schneehase, Lemminge, Pfeifhasen, Murmeltiere usw., bekannt geworden. Diese Tiere würden auch nicht mit der interglazialen Flora in Einklang zu bringen sein, während sie mit der Flora der Glazialtone, mit *Dryas octopetala*, *Salix polaris*; *Betula nana* usw., wohl harmonisieren.

¹⁾ H. SCHAAFFHAUSEN: Die vorgeschichtliche Ansiedelung in Andernach. Bonner Jahrbücher 1888.

²⁾ R. R. SCHMIDT: Die neuen paläolithischen Kulturstätten der schwäbischen Alb. Arch. f. Anthr. 1908, N. F. VI, S. 62.

³⁾ J. NÜESCH: Das Schweizerbild. Neue Denkschriften. Zürich 1902. 2. Aufl.

Ebenso sind niemals, weder im Löß, noch in irgendeiner anderen Fundschicht vom Renn-Moustérien bis zum Magdalénien Tiere oder Pflanzen eines wärmeren Klimas gefunden.

	Sirgenstein			Schweizerbild	
	Moustérien	Aurignacien, Solutréen		Magdalénien	
		Magdalénien		Untere Nagetier- schicht — Tundra bzw. Steppe	Gelbe Kultur- schicht — Steppe
<i>Elephas primigenius</i>	+	+	+	—	—
<i>Rhin. tichorhinus</i>	+	+	+	+	—
<i>Equus caballus</i>	+	+	+	+	+
- <i>hemionus</i>	—	+	+	—	+
<i>Cervus tarandus</i>	+	+	+	+	+
- <i>euryceros</i>	—	+	—	—	—
- <i>elaphus</i>	—	—	+	—	+
<i>Bison priscus</i>	+	+	+	—	+
<i>Ursus spelaeus</i>	+	+	+	—	—
- <i>arctos</i>	—	—	—	+	+
<i>Hyaena spelaea</i>	—	+	+	—	—
<i>Canis lupus</i>	+	+	+	+	+
- <i>lagopus</i>	+	+	+	+	+
- <i>vulpes</i>	—	+	+	+	+
<i>Lepus variabilis</i>	+	+	+	+	+
<i>Saiga tatarica</i>	—	+	—	—	—
<i>Rupicapra</i>	—	+	+	—	—
<i>Ibex</i> sp.	+	+	+	+	+
<i>Ovis</i> sp.	+	—	+	+	+
<i>Lagomys pusillus</i>	—	—	+	+	+
<i>Myodes torquatus</i>	+	+	+	+	—
- <i>obensis</i>	+	+	+	—	—
<i>Gulo borealis</i>	—	+	—	+	+
<i>Foetorius erminea</i>	+	—	+	+	+
- <i>vulgaris</i>	—	—	+	+	+
<i>Spermophilus rufescens</i>	—	—	—	—	+
<i>Arvicola amphibius</i>	+	—	+	+	+
<i>Talpa europaea</i>	—	+	+	+	+
<i>Sciurus vulgaris</i>	—	—	—	—	+
<i>Lagopus albus</i>	+	+	+	+	+

Es kann mithin kein Zweifel bestehen, daß die Tiere und mit ihnen die Menschen des Jungpalaeolithicums unter Verhältnissen gelebt haben, die von denen des warmen Interglazials stark abweichen. Über diese Tierwelt sind

von NEHRING¹⁾ sehr eingehende Untersuchungen angestellt worden.

Er sagt u. a.: „Diejenigen Tierarten, die sich an gewisse extreme Lebensbedingungen gewöhnt haben, pflegen daran sehr zähe und hartnäckig festzuhalten; sie gehen eher zugrunde, als daß sie sich neuen Verhältnissen anpassen.

Dieses gilt vor allem von den kleineren arktischen und subarktischen Steppensäugetieren, die sich von Vegetabilien nähren und in unterirdischen Höhlen ein seßhaftes Dasein führen. Man sollte meinen, daß diese Tiere sich verhältnismäßig leicht an unser milderes, scheinbar günstigeres Klima gewöhnen würden; aber die Erfahrung lehrt, daß dieses durchaus nicht der Fall ist. Man kann viel leichter ein tropisches Säugetier an unser Klima gewöhnen als etwa einen Lemming oder einen Pferdespringer.

Es gibt einerseits biegsame, anpassungsfähige Tierarten, andererseits unbiegsame, jeder Anpassung möglichst widerstrebende. Zu den ersteren gehören viele Raubtiere, wie Wolf und Fuchs, zu den letzteren gehören hauptsächlich die kleineren Pflanzenfresser, die an besondere Futterpflanzen und an extreme klimatische Verhältnisse gewöhnt sind, wie die Lemminge, die Springmäuse, Pfeifhasen, Ziesel, Marmottentiere.“

Die Lemminge und Eisfüchse, ferner Schneehasen, Renntiere, Moschusochsen und Schneehühner sind die Charaktertiere der arktischen Steppen und Tundren, die Pferdespringer, gewisse Zieselarten, Bobak, Zwergpfeifhasen sind die Charaktertiere der subarktischen europäisch-asiatischen Steppen. Danach trägt auch die Fauna des Lösses einen arktischen bis subarktischen Charakter, der uns wiederum zwingend darauf hinweist, daß der Löß nur unter den klimatischen Bedingungen einer Eiszeit entstanden sein kann. Hierfür lassen sich noch weitere faunistische Beweise aus den Untersuchungen PENCKs über das Glazialdiluvium der Alpen erbringen.

Nach PENCK (A.E.A., S. 465) sind im Hochterrassenschotter (der Riß-Eiszeit) gefunden worden

Elephas primigenius
Rhinoceros tichorhinus
Cervus tarandus,

im Niederterrassenschotter (der Würm-Eiszeit):

¹⁾ A. NEHRING: Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit, Berlin 1890, S. 135, 143.

Elephas primigenius
Rhinoceros tichorhinus
Cervus tarandus

u. a. m.

A.E.A., S. 92. Im älteren Deckenschotter der Traun-Ensplatte bei Pachsallern fanden sich in lehmigen Nestern der Nagelfluh *Helix hispida*, *Pupa muscorum* und *Succinea oblonga*; „es sind also außer unbestimmbaren Pflanzenresten die drei charakteristischen Lößconchylien in unserem älteren Deckenschotter vertreten“.

In der Nähe von Pachsallern fand v. SANDBERGER im Löß von Hofkirchen unter anderen Schnecken *Pupa parcedentata* und *P. columella*. Beide Schnecken sind arktische Conchylien, die nach MENZEL¹⁾ als Leitformen der glazialen Ablagerungen in Deutschland gelten.

A.E.A., S. 466. „In dem 390 m hoch gelegenen, von ihm zur Hochterrasse gerechneten Kies auf dem Alten Berg im Birsigtal, südlich von Basel, fand GUTZWILLER in einer Einlagerung von zum Teil steinhartem Mergel eine Reihe von Conchylien, die alle auch im Löß vorkommen.“

Da nun die Terrassen die direkten Schmelzwasserabsätze des Eises sind, so wird an ihrem glazialen Alter niemand zweifeln; finden sich in den Schottern aber dieselben Tierreste wie im Löß, so spricht diese Tatsache dafür, daß auch der Löß glazialen Alters sei. Dem glazialen Charakter der Lößfauna wurde PENCK gerecht, als er schrieb (A.E.A., S. 713): „Wir müssen angesichts des ausgesprochen glazialen Charakters einzelner Lößfaunen annehmen, daß die Lößbildung noch während des Herannahens der Würm-Vergletscherung fortgedauert habe,“ oder (A.E.A., S. 713) es „fehlt aber jeder Anhaltspunkt, eine fremde Fauna zwischen die des Lösses und die des postglazialen Magdalénien einzuschalten; vielmehr nimmt an einzelnen Orten die Lößfauna ein auffällig arktisches Gepräge an“, oder (A.E.A. S. 1159) „Die fossile Fauna des Lösses trägt keinen interglazialen Charakter; sie birgt die arкто-alpinen Elemente der Eiszeitfauna; und die paläolithischen Werkzeuge, die der Löß stellenweise enthält, sind so nahe verwandt mit denjenigen, welche an das Ende der Würm-Eiszeit gehören, daß der Löß unmöglich gerade viel älter als letztere sein kann.“

²⁾ H. MENZEL: Klimaänderungen und Binnenmollusken im nördlichen Deutschland seit der letzten Eiszeit. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 62, 1910, S. 200—267.

Am Schlusse seines Buches heißt es: (A.E.A. 1160) „Wenn der Löß während einer Eiszeit entstand, so mußte er gerade dort zur Ablagerung kommen, wo er heute vorhanden ist, und dort nicht, wo er fehlt. Seine Verbreitung würde also nicht seiner Bildung während einer Vergletscherung widersprechen.“

PENCK konnte sich trotzdem nicht entschließen, dem Löß ein glaziales Alter zu geben; er sagt (A.E.A. 714): Das Alter des Lösses „ist lediglich stratigraphisch festgestellt worden; wir sehen den Löß auf Altmoränen und nie in seiner typischen Entwicklung auf Jungmoränen“.

An den wenigen Stellen, wo er mit den letzteren in Berührung kommt, fand ihn PENCK von denselben überlagert.

Wenn ohne weiteres zugegeben werden kann, daß aus den stratigraphischen Verhältnissen allein der Schluß auf ein interglaziales Alter gezogen werden könnte, so ist die kalte Fauna des Lösses doch zwingend genug, um nach einer anderen Erklärung für die gelegentliche Überlagerung von Löß und Moränen zu suchen. Vor allem müssen die allgemeinen Lagerungsverhältnisse des Lösses zur Beurteilung seines Alters herangezogen werden.

In der Provinz Sachsen liegt die nördliche Grenze des Lösses am Südrande des Flechtingen-Alvensleber Höhenzuges (Kreis Neuhausleben). Von dieser Nordgrenze, die nur wenige Kilometer von der südlichsten Endmoräne der letzten Vereisung verläuft bis zum Harz, liegt überall der Löß diskordant auf dem älteren Gebirge auf, einschließlich der Moränen der vorletzten Vereisung. Die gleiche Erscheinung hat O. TIETZE¹⁾ aus der Provinz Schlesien beschrieben; den gleichen Schluß einer diskordanten Lagerung müssen wir nach den Schilderungen PENCKs in den Alpen ziehen.

In dem Kapitel über das Verhältnis des Lösses zu den Schottern (A.E.A. S. 111 ff.) sagt PENCK, „drei unserer Schotter sind regelmäßig von Löß bedeckt, der fast nirgends außerhalb des Moränengebietes auf ihnen fehlt“. Nur auf der Niederterrasse fehlt der Löß. Sehr wichtig aber ist die Beobachtung, daß der Löß in sehr vielen Fällen in unverwittertem Zustande auf verwittertem Schotter aufliegt, weshalb auch PENCK keine zeitliche unmittelbare Aufeinanderfolge von Geröll- und Lößablagerung annahm. Da erstere Bildungen der Glazialzeiten sind, so sah PENCK die letzteren als interglazial an. A.E.A., S. 125 lesen wir: „Der Gegensatz

¹⁾ O. TIETZE: Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1910.

zwischen den Altmoränen und den inneren Jungmoränen wird dadurch noch verstärkt, daß jene nicht nur mit ihren stark erodierten Oberflächenformen¹⁾ unmittelbar an diese anstoßen, sondern daß sie in der Regel von einer mehr oder weniger mächtigen Decke von Lehm oder Löß verhüllt sind. Dieselbe reicht bis hart an die Jungmoränen heran, erstreckt sich aber nirgends über sie hinweg, sondern setzt sich, wenn auch nur in einzelnen wenigen Fällen, unter sie fort. Wir haben uns daher die Zeit, welche zwischen der Bildung der Alt- und Jungmoränen verstrich, als ziemlich lang vorzustellen; denn in ihr wurden die Altmoränen zunächst erheblich abgetragen und abgebösch, worauf die Lößbildung eintrat. Sie folgte also nicht unmittelbar der Ablagerung der Altmoränen, sondern ist von ihr durch eine Zeit kräftiger Denudation getrennt.“ S. 468: „Der Absatz des Lösses erfolgte, soweit er auf der Hochterrasse liegt, zu einer Zeit, als diese schon verwittert und von Tälern durchschnitten war.“ Diese Beobachtungen stimmen auffallend mit dem, was TIETZE und ich in Norddeutschland gefunden haben, nur sind wir zu einer anderen Deutung gekommen.

Wenn glaziale Schichten einer kräftigen Denudation und einer tiefgehenden Verwitterung und Humifizierung unterworfen werden, so kann dieses selbstverständlich nur während der Interglazialzeit mit ihrem feuchteren Klima geschehen, nicht während der Eiszeit selbst. Wir wissen, daß in der Zwischenzeit eine sehr starke Erosion einsetzte, die in die Schotterfelder der vorangegangenen Eiszeit tiefe und breite Täler von 4—8 und mehr Kilometer Breite einnagte. Die Bodenoberfläche wurde durch die Regenwässer chemisch und mechanisch verändert, die feinen tonigen Teile und die leicht löslichen Salze, insbesondere der Kalk, wurden weggeführt, starke Vegetation bewirkte eine Anreicherung von Humus.

Stellen wir uns nun vor: über die im Interglazial verwitterten und denudierten Flächen der Rißmoränen rückt langsam das Eis der Würmzeit hinweg. Die Ausdehnung des Eises bleibt geringer als die des Rißeises, so daß ein erheblicher Raum zwischen den äußersten Riß- und den äußersten Würmmoränen bleibt.

Wie nun über dem Inlandeise der Antarktis eine große Antizyklone²⁾ lagert, von der die Luft beständig abströmt, so

¹⁾ Die gesperrt gedruckten Stellen sind im Urtext nicht gesperrt.

²⁾ A. PENCK: Die Entwicklung Europas seit der Tertiärzeit. Congrès international de Botanique, Wien 1905.

muß auch über dem großen diluvialen Inlandeise ein Luftdruckmaximum gewesen sein, von dem die Luft in Gestalt nördlicher und östlicher, trockener und meist kalter Winde abgeflossen ist. Diese Winde wiederum hatten zur Folge, daß sich auf der Ost- und Südseite des Eises mählich eine baumlose Steppenlandschaft ausbildet, die zur Zeit der größten Ausdehnung des nordischen und des alpinen Eises den ganzen eisfrei gebliebenen Teil von Deutschland, Belgien und das nördliche Frankreich ausgefüllt hat.

Der über die Eisflächen hin wehende Wind bläst die von den Schmelzwässern abgesetzten Sande und Kiese und die nackten Moränen aus und lagert den Staub auf den Steppenböden der alten Rißmoränen wieder ab, dabei gelegentlich die arktische oder arkt-alpine Fauna dieser Steppe in sich begrabend. Da der Wind vom Eise her weht, bleiben die eigenen Ablagerungen des Eises frei von der Lößbedeckung, zumal sie ja erst das Material für ihn hergeben. So erklärt es sich, daß in der Mindel-Eiszeit die älteren Deckenschotter der Günz-Vereisung, in der Riß-Eiszeit die jüngeren Deckenschotter der Mindel-Vereisung, in der Würm-Eiszeit aber die Hochterrassenschotter der Riß-Vereisung mit Löß bedeckt wurden. Wäre die Lößbedeckung aber in der jeweiligen Zwischeneiszeit erfolgt, so müßte gegenwärtig die Lößbedeckung der Niederterrassenschotter der Würm-Vereisung vor sich gehen, was aber nicht der Fall ist.

Da die Bildung des Lösses offenbar vor dem Maximum der jeweiligen Vereisung angesetzt hat, so konnte gelegentlich der Löß von den vordringenden Gletschern überdeckt werden und so zwischen zwei Moränenbildungen gelagert werden, wie PENCK es verschiedentlich beobachtet hat.

Am Oberrhein (Achenheim), auch in Nordfrankreich (St. Acheul) u. a. O. sind zwei Löss übereinander beobachtet worden; sie zeigen den Schichtenwechsel

Lößlehm	}	Jüngerer Löß
Kalkiger Löß		
Lößlehm	}	Älterer Löß.
Kalkiger Löß		

Gerade so, wie sich in der gegenwärtigen Zeit die humose Verlehmungsrinde des jüngeren Lösses bildet, so hat sich in der letzten Zwischeneiszeit die humose Verlehmungsrinde des älteren Lösses gebildet. Da, wo beide Löss übereinander liegen, bedeutet die Verlehmungsrinde des älteren Lösses die lange Unterbrechung durch die Zwischeneiszeit.

Die Schneegrenze der letzten Eiszeit läuft nach den Untersuchungen PENCKs (A. E. A., S. 1143) der heutigen ungefähr parallel. Wo heute am Alpenrande die Niederschlagsmenge mehr als 1,5 m beträgt, liegt die eiszeitliche Schneegrenze tief; an den Stellen aber, die im Regenschatten der Westwinde liegen und relativ trocken sind, geht auch die eiszeitliche Schneegrenze um mehrere hundert Meter höher. Aus dieser Beziehung zwischen der heutigen Niederschlagsmenge und der eiszeitlichen Schneegrenze schließt PENCK, „daß während der Eiszeit eine ähnliche Niederschlagsverteilung herrschte wie heute.“ Als Ursache der Herabdrückung der eiszeitlichen Schneegrenze ist also dann eine allgemeine Temperaturvermindung anzunehmen, die einen großen Teil der Niederschläge in Form festen Schnees zum Niederfall brachte.

Die Dauer der Frostperiode war länger und die Summe der Temperaturen über 0 geringer als heute. NATHORST¹⁾ ist der Ansicht, daß die Eiszeit nicht nur kälter, sondern auch trockener gewesen sei als die der Gegenwart, in Übereinstimmung mit den klimatischen Verhältnissen jener Länder, deren Vegetation und Tierwelt denen unserer Eiszeiten ähnlich ist. Schließlich spricht auch noch die regionale Verbreitung des Lösses für ein glaziales Alter. Er begleitet den Südrand der großen nordischen Vereisung vom Ural bis an die Seine; er umgibt die Alpen im Norden, Süden und Westen, und er findet sich in einer schmalen Zone im Vorlande der Pyrenäen. Es fehlt dagegen z. B. im ganzen zentralen Frankreich, trotzdem dieses zur Eiszeit ebenfalls eine weite Steppenlandschaft war, in der die subarktische Fauna lebte.

So sprechen denn in der Tat alle Gründe für eine Entstehung des Lösses während der Eiszeit; sie begann vor dem Maximum der Eiszeit und hörte auf mit deren Ende.²⁾ Das gilt für alle diejenigen Lößvorkommen, in denen sich die oben genannte Fauna findet, also für den Löß von Niederösterreich, vom Rhein, von Nordfrankreich. Im norddeutschen Löß, besonders in dem der Magdeburger Börde, ist, soweit mir bekannt, bisher keine kalte Fauna gefunden worden, wenn wir von dem NEHRING-

¹⁾ Ymer 1895, Heft 1 und 2. (Referat im Botan. Zentralblatt 66, Nr. 1.)

²⁾ Eine sehr gute Darstellung und Begründung der eiszeitlichen Entstehung des Lösses hauptsächlich vom botanischen Gesichtspunkte gab ERNST H. L. KRAUSE in seinem Aufsatz über „Die Vegetationsverhältnisse Mitteleuropas während der paläolithischen Zeiten“. Naturwiss. Wochenschr. 1911, S. 785.

schen „Löß von Thiede“ absehen, den ich z. T. wenigstens nicht für Löß halte. Trotzdem ist auch für den norddeutschen Löß das glaziale Alter wahrscheinlich, wenngleich es nicht ausgeschlossen ist, daß stellenweise die Lößbildung noch bis ins Postglazial fortgedauert hat; die Aufeinanderfolge eiszeitlicher Bildungen in den Alpen aber erklären wir so:

- Rißeiszeit: Moränen und Hochterrassenschotter mit Renntierfauna.
- Zwischeneiszeit: Denudation der Moränen, Erosion der Täler, Verwitterung der Schotter. Bildung von wirklich interglazialen Schichten mit Wärme liebender Fauna und Flora. (Kalktuff von Flurlingen u. a. A.E.A., S. 422).
- Würm-Eiszeit: Moränen und Niederterrassenschotter mit Renntierfauna. Bildung des Jüngeren Lösses mit arкто-alpiner (Renntier) Fauna auf den Moränen und Schottern der Riß-Eiszeit.

Die geologische Stellung des Postglazials.

Einer Erörterung bedarf sodann der Begriff der Postglazialzeit, der von den Autoren sehr verschieden gebraucht wird.

PENCK gliedert (A.E.A., S. 716) die Zeit nach der letzten Zwischeneiszeit:

	Post-Bühl	mit mitteleuropäischer Fauna.
Würm-Eiszeit	Bühlstadium	mit arкто-alpiner Fauna.
	Achenschwankung	
	Maximum	
	Prä-Würm	

Später trennt er das Bühlstadium von der Würm-Eiszeit ab und bezeichnet es als „postglazial in bezug auf das Maximum der Würm-Eiszeit“. Das ist durchaus richtig, hat aber den Nachteil gehabt, daß andere Autoren die letzten Worte weggelassen und das Bühlstadium schlechthin als postglazial bezeichnet haben.

Im Bühlstadium hat die Schneegrenze etwa 2—300 m höher gelegen als während des Maximums der Würm-Eiszeit (A.E.A., S. 374), aber 800—1100 m tiefer als heute. Wenn es auch von der Würm-Eiszeit durch die sehr bedeutende Achenschwankung getrennt ist, während der die Schneegrenze 3—400 m höher lag, so spricht doch die arкто-alpine Fauna des Bühlstadiums dafür, daß es einen ausgesprochen glazialen

Charakter trägt, mithin von der Würm-Eiszeit auch nicht abgetrennt werden darf. Ist doch auch das Maximum der Würm-Eiszeit selbst durch die Laufenschwankung in 2 Teile zerlegt. Auch in Norddeutschland gibt es mehrfache spätglaziale Vorstöße — im östlichen Preußen sind deren 6 gezählt worden —, trotzdem werden sie nicht von der Eiszeit abgetrennt.

In das Bühlstadium fällt die prähistorische Epoche des Magdalénien, wie PENCK selbst in bezug auf die Magdalénien-Station des Schweizerbildes festgestellt hat, dessen Fauna einen ausgeprägt arкто-alpinen Charakter hat. Den arktischen Charakter hat das Magdalénien aber überall in Mitteleuropa, in der Schweiz, in Österreich, Deutschland und Frankreich. Überall ist das Renn das wichtigste Tier dieser Epoche; die Kleinfauuna ist weniger bekannt geworden; aber noch im Vezèretal (Les Eyzies) ist der Lemming, *Myodes obensis* nachgewiesen. Es ist also nicht zulässig, das Magdalénien als postglazial zu bezeichnen, da es mit einer ausgesprochen glazialen Periode zusammenfällt.

Es wird ferner bei dem Gebrauch des Wortes postglazial gleich postwürm der Vergleich mit den norddeutschen Schichten gleichen Alters sehr erschwert.

In Norddeutschland verdanken wir HANS MENZEL¹⁾ eine ausgezeichnete Arbeit über das letzte Glazial und Postglazial. MENZEL hat eine vergleichende Untersuchung über die fossilführenden Ablagerungen der letzten Glazial- und Postglazialzeit im nördlichen Deutschland ausgeführt, mit besonderer Berücksichtigung der Binnenmollusken. Er gliedert danach die quartären Schichten im Untersuchungsgebiete folgendermaßen (s. umstehende Tabelle):

Faunistisch entspricht die Yoldia-Zeit mit ihrem arktischen Tierbestande dem Bühlstadium und ist für erstere die Bezeichnung spätglazial — nicht postglazial — angewendet, weil sie sich als besondere Phase von der eigentlichen letzten Eiszeit stratigraphisch unterscheiden läßt, so dürfen wir die gleiche Bezeichnung auch für das Bühlstadium anwenden. Es schließt die Würm-Eiszeit erst mit dem Bühlstadium, die letzte norddeutsche Eiszeit mit der Yoldia-Zeit ab. Erst mit dem definitiven Zurückweichen des Eises nach Skandinavien, mit dem Hochgehen der Schneegrenze in den Alpen, mit dem Wärmerwerden des Klimas, dem Abwandern der kälteliebenden

¹⁾ HANS MENZEL: Klima-Änderungen und Binnenmollusken im nördlichen Deutschland seit der letzten Eiszeit. Diese Zeitschr. 1910, 62, S. 200—267.

Post-glazialzeit	Zone der <i>Dreissena polymorpha</i> und <i>Helix pomatia</i>	Gemäßigt (trocken)	Buchenzeit	Mya-Zeit	Damhirsch und Reh, Rothirsch nimmt ab
	Zone des <i>Planorbis Corneus</i> und der <i>Paludina vivipara</i>	Gemäßigt (feucht)			Rothirsch, daneben Reh
	Zone des <i>Planorbis umbilicatus</i> und der <i>Bythinia tentaculata</i>	Gemäßigt, anfangs vielleicht mehr warm und trocken	Zeit der Eiche und Linde	Litorina-Zeit	Vorwiegend Rothirsch, Elch nimmt ab
	Zone des <i>Planorbis stroemi</i>	Subarktisch	Zeit der Kiefer und Birke	Ancylus-Zeit	Vorwiegend Elch ¹⁾
Letzte (3.) Eiszeit	Zone der arkti- schen Conchylien	Spätglaziale Phase		Yoldia-Zeit	Renntier
		Glaziale Phase	Dryas-Zeit		Riesenhirsch stirbt aus, Renntier

¹⁾ Es kommt noch ganz vereinzelt Renn und Riesenhirsch vor. Der Verf.

und dem Einwandern wärmeliebender Arten der Tier- und Pflanzenwelt beginnt das Postglazial, dem hier die *Ancylus*-, *Litorina*- und *Mya*-Zeit, dort das Gschnitz- und Daunstadium angehören.

Das Alter des deutschen Palaeolithicums.

Um die paläolithischen Industrien mit den diluvialen Schichten parallelisieren zu können, müssen wir von den sicher identifizierbaren Funden ausgehen.

1. Das Acheuléen von Hundisburg.

Das Profil ist in der Parkkiesgrube von Hundisburg:

Löß.

Geschiebemergel.

Schotter und Sande mit Conchylien, *El. primigenius*,
Rhin. tichorhinus, *Equ. caballus* und Acheuléen-
Industrie.

Geschiebemergel.

Tertiär.

Anfänglich war der Schotter dem letzten Interglazial zugeschrieben worden¹⁾, die geologische Aufnahme der weiteren Umgebung hat aber im letzten Jahre dahin geführt, dem hangenden Geschiebemergel eine andere Altersstellung als zuvor zu geben. Ich hatte ursprünglich angenommen, daß der Löß als glaziales Produkt der letzten Eiszeit auf der Grundmoräne dieser selben Eiszeit auflagere. Das trifft aber nicht zu, da der Löß diskordant auf seiner Unterlage aufruht.

Es sind nämlich unter dem Löß auf den Höhen vielfach diluviale Schichten angetroffen worden, während an den Hängen der Täler das ältere Gebirge, z. B. Trias oder Perm, zutage tritt. Da nun das Eis sich zunächst in den Tälern fortbewegt, so ist das vielfach in der Tertiärzeit schon ausgefurchte Tal ursprünglich ebenfalls mit der Grundmoräne ausgefüllt gewesen. Um sie wieder zu entfernen und das ältere Gebirge bloßzulegen, war eine lange Zeit der Erosion nötig, die wir unbedingt in eine, und zwar in die letzte Zwischenszeit verlegen müssen. In der folgenden Eiszeit legte sich dann der Löß über ältere und jüngere Schichten. Aus dem diskordanten Lagerungs-

¹⁾ F. WIEGERS: Diluviale Flußschotter aus der Gegend von Neuhaldensleben. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., Berlin 1905, S. 58.

— Zeitschr. f. Ethn. 1905, S. 915; 1907, S. 716.

— Die diluvialen Kulturstätten Norddeutschlands und ihre Beziehungen zum Alter des Löß. Prähistorische Zeitschrift 1909, I., S. 1—36.

verhältnis müssen wir also folgern, daß der Geschiebemergel unter dem Löß der vorletzten Vereisung angehört, mithin der unter diesem Geschiebemergel befindliche interglaziale Schotter mit der Acheuléenindustrie dem vorletzten oder Mindel-Riß-Interglazial zuzurechnen ist.

2. Das Acheuléen von Achenheim.

Aus dem oberen Teil des älteren Lösses von Achenheim beschreibt P. WERNERT¹⁾ einen Faustkeil, der dem jüngeren Acheuléen angehört und nach dem eiszeitlichen Alter des älteren Lösses in die Riß-Eiszeit zu verweisen ist.

3. Das Moustérien von Taubach und Ehringsdorf bei Weimar.

Im Kalktuff ist in den letzten Jahren ein typisches Moustérien-Inventar aufgefunden worden, zusammen mit *El. antiquus* und *Rhin. Merckii* und vielen anderen floristischen und faunistischen Fossilresten, die für ein interglaziales Alter sprechen. Der nur vom jüngeren Löß bedeckte Kalktuff wird allgemein in das letzte oder Riß-Würm-Interglazial verwiesen.

4. Das glaziale Jungpalaeolithicum (kaltes Moustérien, Aurignacien, Solutréen und Magdalénien) ist mit arktischer oder arкто-alpiner Fauna mehrfach in Höhlen der schwäbischen Alb oder im jüngeren Löß des Rheintales oder Norddeutschlands gefunden worden, so daß seine Gleichaltrigkeit mit der letzten (Würm-)Eiszeit außer allem Zweifel steht.

Die paläolithischen Funde von Deutschland, Österreich und der Schweiz gliedern sich danach folgendermaßen in die geologische Chronologie ein:

Vorletzte oder Mindel-Riß-Interglazialzeit:

Acheuléen von Hundisburg.

Vorletzte oder Riß-Eiszeit:

Acheuléen im älteren Löß von Achenheim.

Letzte oder Riß-Würm-Interglazialzeit:

Moustérien von Taubach und Ehringsdorf, Wildkirchli am Säntis, Krapina.

Letzte oder Würm-Eiszeit:

Moustérien vom Sirgenstein.

Aurignacien von Nieder-Österreich, Sirgenstein, Metternich a. Rh.

Solutréen von Předmost und Sirgenstein.

Magdalénien von Keßlerloch, Schweizerbild, Munzingen, Andernach.

¹⁾ P. WERNERT: Die archäologischen Einschlüsse der Lößstation Achenheim. Prähist. Zeitschr. I, S. 339.

Das Alter des französischen Palaeolithicums.

Eine größere Bedeckung mit Inlandeis wie Deutschland z. B. hat Frankreich nie erlebt. Im Südosten greifen die Ausläufer des Rhone-, Isère- und Durance-Gletschers mit ihren Moränen und fluvioglazialen Aufschüttungen auf französischen Boden über. (Vgl. PENCK und BRÜCKNER, A. E. A., Bd. 2 und 3.) Im Süden waren die Pyrenäen vereist, jedoch in weit geringerem Maße als die Alpen. Wir verdanken wiederum PENCK¹⁾ eine zusammenfassende Darstellung und eine Karte der eiszeitlichen Gletscher der Pyrenäen. PENCK stellte fest, daß in den westlichen und östlichen Pyrenäen die Spuren alter Gletscher gänzlich fehlen, zugleich auch die ausgedehnten Schotterterrassen, die den Tälern der mittleren Pyrenäen entströmen.

Eine Darstellung der diluvialen Terrassen des Garonne-Gletschers, des größten Pyrenäengletschers, gab dann 1906 H. OBERMAIER²⁾. Er schied in den Tälern der Garonne und der Ariège von Montréjeau bis Toulouse vier Terrassen aus, die sich 150 m, 100 m, 50—55 m und 15 m „über der heutigen Talebene der Garonne“ erheben. OBERMAIER zog aus dieser Gliederung sehr wichtige Schlußfolgerungen; er parallelisierte seine vier Terrassen und die zu ihnen gehörigen Eiszeiten mit den vier Eiszeiten der Alpen, und da bei Fonsorbes und an anderen Stellen auf seiner dritten (55 m) Terrasse eine gute Acheuléen-Industrie vorhanden ist, während das Acheuléen auf der jüngeren Terrasse gänzlich fehlt, so stellte er das Acheuléen in die letzte oder Riß-Würm-Interglazialzeit. Er schuf so eine Basis für seine Gliederung der menschlichen Kultur in der Eiszeit, die auf der Tabelle, S. 604, wiedergegeben ist.

Gegen diese Darstellung OBERMAIERS erhob PENCK³⁾ den gleichen Widerspruch, den bereits VASSEUR gegen die Auffassung der Niederterrasse als Alluvium und BOULE⁴⁾ gegen die Darstellung der pliocänen Schotter (des Plateaus von Lannemezan) auf Blatt Toulouse als pleistozän erhoben hatte.

¹⁾ A. PENCK: Die Eiszeit in den Pyrenäen. Mitteilungen des Vereins für Erdkunde zu Leipzig, 1883.

²⁾ H. OBERMAIER: Beiträge zur Kenntnis des Quartärs in den Pyrenäen. Arch. f. Anthr. 1906. N. F. Bd. IV, S. 299—310 u. N. F. Bd. V, S. 244—262.

³⁾ Mitt. d. Geol. Ges. Wien III, 1908, S. 316 und Z. f. Ethn. 1908, S. 398.

⁴⁾ Bull. d. l. Soc. géol. de France, S. 345.

In der Tat hat OBERMAIER die Schotter des Garonnetales nicht alle richtig gedeutet. Seine oberste (150 m) Terrasse, welche die alten verlehnten, nach BOULE pliocänen Schotter des Plateaus von Lannemezan umfaßt, halte ich allerdings auch für die oberste quartäre Terrasse, zu der m. E. aber auch OBERMAIERS zweite (100 m) Terrasse hinzuzurechnen ist. Die „heutige Talebene der Garonne“ aber, auf die OBERMAIER vorsichtigerweise seine Terrassen bezieht, liegt, wie schon VASSEUR betonte, 20 m und mehr über der heutigen Garonne und ist typische Niederterrasse. In ihr verläuft in einem engen und tiefen Erosionstale von Martres bis Muret die Garonne, deren Wasser selbst bei der höchsten Überschwemmung des Jahres 1875 noch 8—9 m unterhalb der Terrassenoberfläche geblieben sind.

In den Schottern dieser wirklichen Niederterrasse, die auch HARLÉ¹⁾ als solche erkannte, fand dieser verschiedentlich Reste von *Elephas primigenius*, so bei Capens, südlich Pinsaguel, in Toulouse selbst (Boulevard de Strassbourg, Jardin des plantes), bei Lalande, nördlich von Toulouse, und anderen Orten flußabwärts.

So wird stratigraphisch und faunistisch die Zugehörigkeit dieser Terrasse zum Diluvium erwiesen, und die Garonne-terrassen müssen nun folgendermaßen gegliedert werden:

		H. OBERMAIER	F. WIEGERS
		m	m
1. Terrasse	Alterer Deckenschotter	150	150
2. -	Jüngerer -	100	70
3. -	Hochterrassenschotter	50—55	30
4. -	Niederterrassenschotter	15	15
Alluvium			

Ich habe die Niederterrasse von Toulouse verfolgen können bis Montréjeau, bis dicht an die Endmoränen des Garonne-Gletschers heran. Diese selbst sind aber nicht mit der Niederterrasse, sondern mit der Hochterrasse verknüpft. Dafür spricht auch der außerordentlich verwitterte Zustand der Granite und Gneise, wie sie beispielsweise die Grundmoräne zwischen Aventignan und der Grotte de Gargas (in dem Winkel zwischen Neste und Garonne) enthält. Die Geschiebe

¹⁾ E. HARLÉ: Age de la pleine de la Garonne en amont et en aval de Toulouse. Bull. de la Soc. géol. de France, 1898, S. 413.

Berichtigung zu Seite 596.

An Stelle der Tabelle auf S. 596 ist zu setzen:

H. OBERMAIER	m	F. WIEGERS	m
1. Terrasse	150	} Älterer Deckenschotter	150
2. -	100		
3. -	50-55	Jüngerer -	70
4. -	15	Hochterrassenschotter	30
Alluvium	—	Niederterrassenschotter	15

zeigen bereits einen so starken Grad der Zersetzung, wie wir ihn nie in den Geschieben der Niederterrasse bei Capens oder Viguerite, nördlich Toulouse, finden. Wenn aber die Moränen, die das Becken von St. Bertrand de Cominges und Labroquère nach Norden abschließen, mit den Hochterrassen verknüpft sind, dann dürfen wir daraus den Schluß ziehen, daß es die Moränen der Riß-Eiszeit sind, die demnach auch in den Pyrenäen wie in den Alpen ihre Gletscher weiter erstreckt hat als die Würm-Eiszeit.

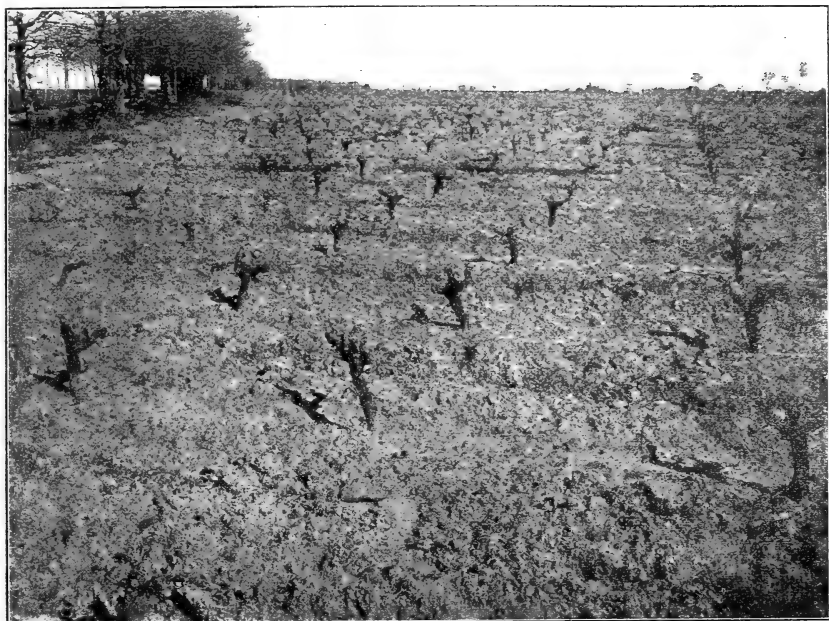


Fig. 1.
Terrasse beim Bois de l'hôpital.

Die Acheuléen-Fundstätten vom Bois de l'hôpital bei Fonsorbes, ebenso wie die von den südlich gelegenen Dörfern Cambernard und St. Clar liegen jedenfalls nicht auf der dritten, sondern auf der zweitoberen Terrasse, dem jüngeren Deckenschotter der Alpen. Ich konnte mich nicht überzeugen, daß sie im Löß liegen, wie OBERMAIER angibt, sondern ich halte den von zahlreichen bis kopfgroßen Geröllen durchsetzten Boden (Fig. 1) für den Verwitterungslehm des Schotters. Zweifel-

los echten Löß habe ich westlich Toulouse auf keiner der vier Terrassen gesehen, wohl aber in der Nähe der Pyrenäen auf den beiden höchsten Diluvialterrassen.

Da das Acheuléen auf keiner tieferen Terrasse als der zweiten gefunden worden ist, so muß es jünger als die Mindel- und älter als die Riß-Eiszeit sein; es fällt mithin in die Mindel-Riß-Interglazialzeit.

Im nördlichen Frankreich fehlen direkte Inlandeisbildungen gänzlich, das einzige glaziale Gebilde, das die Verbindung mit dem deutschen Diluvium herstellt, ist der Löß; er ermöglicht es daher auch, die nordfranzösischen Diluvialbildungen mit den übrigen mitteleuropäischen Ablagerungen zu parallelisieren.

Bekannt sind seit langem die paläolithischen Funde aus dem Tal der Somme von Amiens bis Abbeville. Wir verdanken V. COMMONT in St. Acheul, einem sorgfältigen Sammler und Beobachter, eine Reihe trefflicher Arbeiten über die Geologie und Prähistorie seiner Heimat.

Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Amiens schildert COMMONT¹⁾ in einer ausgezeichneten Studie über den Löß. Wir wollen sein Profil von der zweiten (Mittel-) Terrasse der Somme zugrunde legen und die Schichten von unten nach oben, mit der ältesten anfangend, untersuchen.

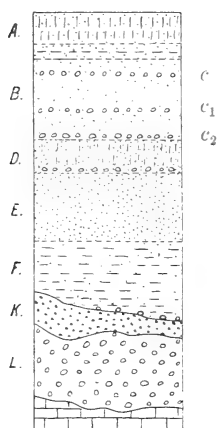


Fig. 2.

Profil durch das Diluvium von St. Acheul.

2. Terrasse der Somme.
Höhe ü. d. M. 55 m
nach V. COMMONT.

L Auf die Kreide legen sich zunächst die unteren Kiese der zweiten Terrasse auf; sie enthalten vereinzelte grobgearbeitete Artefakte, Vorläufer der Faustkeile, die von COMMONT dem Praechelléen zugerechnet werden. Sie liegen hier vielleicht auf sekundärer Lagerstätte und entstammen der höheren Terrasse.

K Fluvatile Sande mit *Elephas antiquus* von sehr alter Form, *Cervus elaphus* und einem großen Boviden. Typisches Chelléen, Faustkeile mit dickem Talon von

¹⁾ V. COMMONT: Comparaison des limons Belges et Étrangers. Annales d. l. Soc. géol. de Belgique. 1912.

verschiedenen sehr charakteristischen Typen und Begleitindustrie.

F Lehmiger Sand (limon doux à points noirs) mit *Elephas antiquus*, einem sehr großen Pferd, *Cervus elaphus*, und unter den Schnecken *Belgrandia marginata*, *Unio littoralis*.

Unteres Acheuléen, Fäustel von verschiedenen Formen, die ovalen Typen (Mandel- oder Schollenform) herrschen vor, begleitet von sehr bemerkenswerter Kleinwerkzeugindustrie. Der älteste Artefakthorizont befindet sich in den Kiesen am Grunde des lehmigen Sandes, mehrere andere Horizonte liegen etwas höher.

E Älterer Löß. Fauna: Großes Pferd, großer Löwe, *Cervus elaphus*, *Lepus cuniculus*.

D Verlehmungszone (limon rouge) des älteren Lösses. Fauna: *Rhinoceros tichorhinus*, *Elephas primigenius*, aber kein Renn. In der oberen Partie Oberes Acheuléen mit lanzenspitzförmigen Fäusteln mit weißer glänzender Patina.

B u. A Jüngerer Löß mit 3 Kiesschichten (Rekurrenzzonen) c, c₁ und c₂. Unteres Moustérien in c₁ und c₂. Oberes Moustérien (Facies La Quina) in c. Fauna: *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Cervus tarandus*, *Lepus timidus*, *Canis lagopus*, *Equus*, kleine Rasse, Bison, *Spermophilus*.

Das Profil lehrt uns die geologische Geschichte Nordfrankreichs während der zweiten Hälfte der Diluvialzeit.

Die der Kreide aufliegende Sande und Kiese bilden die mittlere Sommeterrasse, die wir aber nicht mit einer der fluvioglazialen Terrassen der Pyrenäen oder der Alpen vergleichen können; denn während diese durch ihre enge Verknüpfung mit den Moränen, ihre aus Renntieren u. a. bestehenden Faunen sich als Absätze der Schmelzwässer erweisen, haben jene eine Fauna, die als wärmeliebend anzusehen ist, und zum Teil noch anklingt an die wärmere Pliocänzeit; die Sommeterrassen sind mithin während einer wärmeren Diluvialperiode während einer Zwischeneiszeit aufgeschüttet.

Wenn wir nun den jüngeren Löß als gleichaltrig mit der Würm-Eiszeit, den älteren Löß als gleichaltrig mit der Riß-Eiszeit ansehen, so ist die Aufschüttung der zweiten Sommeterrasse in einer der Riß-Eiszeit vorangegangenen wärmeren Zwischenzeit erfolgt, nämlich in der Mindel-Riß-Interglazialzeit. Die Tätigkeit der Flüsse war in dieser Zeit in den verschiedenen Gegenden Frankreichs eine durchaus verschiedene. Während die Garonne, die Ariège u. a. m. in der Zwischen-

eiszeit tiefe und breite Erosionsrinnen in die glazialen Schottermassen einarbeiteten, lagerten im Norden die Flüsse Sande und Kiese ab und begruben mit ihnen die Knochen einer am Ufer lebenden warmen Säugetierwelt, dazu die Werkzeuge des Chelléen- und unteren Acheuléen, für die sich mithin auch für Nordfrankreich die Zeit des Mindel-Riß-Interglazials ergibt wie in Südfrankreich, in Norddeutschland und in der Schweiz, wo nach PENCK Geräte des Altpalaeolithicum niemals in den Gebieten der Riß- und Würm-Ver-gletscherung vorkommen.

Der lehmige Sand, in dem das ältere Acheuléen sich findet und das COMMONT dem deutschen Sandlöß gleichstellt, ist eine fluviatile Bildung mit Wasserschnecken, entstanden in der zweiten Hälfte der Interglazialzeit. Die Industrie ist das ältere oder Früh-Acheuléen, in dem neben einigen aus dem Chelléen übernommenen Typen die flachovale Form des Faustkeils vorherrscht.

Auf den lehmigen Sand folgt ein echter Löß, den wir unserem deutschen „älteren Löß“ gleichsetzen müssen. Diese Schicht zeigt eine völlige Änderung der topographischen und klimatischen Verhältnisse an. Es ist oben überzeugend darge-
getan worden, daß der Löß ein Gebilde der Eiszeiten ist. So beweist er uns hier, daß die Mindel-Riß-Zwischeneiszeit zu Ende gegangen und östlich des Rheins die vorletzte, die Riß-Eiszeit, herrschte. Die norddeutsche Vereisung war die Ursache, daß gewaltige Staubmengen nach Westen getragen wurden, um in Belgien und Frankreich als Löß zum Absatz zu gelangen.

Nach COMMONT kommen im eigentlichen Löß Artefakte nur selten oder gar nicht vor; es scheint also, daß bei dem zunehmenden Schlechterwerden des Klimas und der Lebensbedingungen die Bevölkerung abwanderte nach dem bis dahin noch wenig besiedelten Mittelfrankreich. In Périgord, im Departement Dordogne finden sich einige Stationen Laussel, Combe Capelle, Le Moustier, La Rochette, die das Inventar des jüngeren oder Hoch-Acheuléen enthalten, leichte spitzovale und lanzenspitzförmige Fäustel.

Gegen Ende der Eis- und Löß-Zeit hat dann offenbar eine Rückwanderung nach Norden stattgefunden, wie das Spät-Acheuléen in dem oberen Teil des älteren Lößlehms anzeigt. Die Verlehmung ist natürlich erst nach der Acheuléen-Zeit eingetreten.

Das Acheuléen hat danach viel länger angedauert, als man früher annahm. Zuvor glaubt man es beschränkt auf die zweite Hälfte des Mindel-Riß-Interglazials; St. Acheul lehrt, daß dieses

nur für die untere Hälfte, das Acheuléen I gültig ist, während das Acheuléen II sich durch die ganze Riß-Eiszeit hindurchzieht.

Es folgt die letzte Zwischen-Eiszeit, während der in St. Acheul durch die Einwirkung der Atmosphärien die Verlehmungszone des älteren Lösses gebildet wird, ganz analog den Vorgängen, die sich heute vor unseren Augen mit der Bildung der häufig humosen Verlehmungsrinde des jüngeren Lösses abspielen.

Solche humose Verlehmungszone trägt das ältere Löß von Achenheim, eine gleiche das ältere Löß von St. Acheul. Die mittlere Terrasse des Sommetals war bei St. Acheul anscheinend in der Zwischeneiszeit nicht bewohnt; denn die nächsten Artefakte liegen bereits im jüngeren Löß, zusammen mit dem Renn und anderen kälteliebenden Tieren und gehören zum Moustérien aus dem Anfange der Würm-Eiszeit.

Trotzdem besteht im Norden Frankreichs keine Lücke in der Besiedelung und der Aufeinanderfolge der Kulturen, wenn sich bei St. Acheul auf der Mittelterrasse auch Acheuléen und Moustérien unvermittelt, durch eine lange Zwischen-Eiszeit trennt, gegenüberstehen.

Westlich von Amiens, bei der Vorstadt Montières, zeigen Aufschlüsse in der unteren Terrasse einen etwa 2 m mächtigen Schotter mit *Hippopotamus* und der Antiquusfauna, der der letzten oder der Riß-Würm-Interglazialzeit entstammt. Er enthält Artefakte des unserem Taubach gleichalterigen warmen Moustérien, wovon ich mich unter der liebenswürdigen Führung COMMONTs selbst überzeugen konnte.

Dieser Schotter ist wiederum bedeckt von dem jüngeren Löß, der sich auf der Mittelterrasse auch auf den älteren, oberflächlich verlehmtten Löß legt, und dort die Artefakte des kalten Moustérien einschließt, während der Löß auf der Niederterrasse Artefakte des Aurignacien, Solutréen und Magdalénien enthält.

Das nordfranzösische Palaeolithicum ist danach stratigraphisch sicher bestimmt und folgendermaßen chronologisch zu gliedern:

Älteres Pleistocän:

Obere Sommeterrasse mit Praechelléen; Fauna fehlt.

Vorletzte oder Mindel-Riß-Interglazialzeit:

Aufschüttung der Schotter mit Antiquus-Fauna und Sande der mittleren Sommeterrasse: Chelléen und Acheuléen I.

Vorletzte oder Riß-Eiszeit:

Älterer Löß, Acheuléen II.

Letzte oder Riß-Würm-Interglazialzeit:

Aufschüttung der Schotter mit Antiquus-Fauna der unteren Sommeterrasse. Moustérien I.

Letzte oder Würm-Eiszeit:

Jüngerer Löß. Moustérien II, Aurignacien, Solutréen, Magdalénien.

Das geologische Vorkommen der Artefakte ist verschieden, je nachdem ob sie in einer natürlich entstandenen geologischen Schicht (Schotter, Sand, Kalktuff, Löß) vorkommen oder in einer künstlich erzeugten, aus Aschen, Knochen, Silex bestehenden sogenannten Kulturschicht. Im letzteren Fall ist die geologische Altersbestimmung im wesentlichen auf den paläontologischen Inhalt der Schicht angewiesen. Oft liegen die Kulturschichten in Wechsellagerung mit sterilen Schichten, die durch die natürliche Verwitterung der Felsen oder durch fließendes Wasser entstanden sein können. Bisher ist das Alter dieser Kulturschichten fast nur typologisch, d. h. durch die prähistorische Bestimmung der Artefakte festgestellt worden, eine Methode, die keineswegs immer zu einwandfreien Resultaten führt.

Ein Beweis hierfür ist das berühmte La Micoque in der Nähe von Les Eyzies (Dep. Dordogne). Die Industrie von La Micoque, auf die ich an anderer Stelle in einem Aufsatz über das warme Moustérien von Frankreich näher eingehen werde, wird bis jetzt allgemein zum oberen Acheuléen gerechnet; OBERMAIER trennt sie als „Unterstufe“ vom eigentlichen jüngeren Acheuléen ab. Diese Bestimmung stützt sich auf das Vorkommen von meist kleinen bis mittelgroßen Faustkeilen, die aber nach meinen eigenen Ausgrabungsergebnissen keineswegs die leitenden oder überwiegenden Formen sind. Im Gegenteil, man kann tage- und wochenlang graben, ohne auch nur einen einzigen Faustkeil zu finden, während das übrige Fundmaterial bearbeiteter Stücke nach vielen Hunderten zählt. Diese Artefakte aber, die durch alle Schichten von unten nach oben durchgehen, haben einen ausgeprägten Moustérien-Charakter und zeigen eine große Ähnlichkeit mit den Artefakten aus dem Kalktuff von Taubach und Ehringsdorf, die ihrerseits ein zweifelloses warmes Moustérien aus der letzten Interglazialzeit darstellen.

Die Fauna von La Micoque besteht größtenteils aus *Equus caballus*; die Zähne sind groß und kräftig und gleichen den bei Taubach gefundenen. Die übrige Tierwelt besteht aus *Cervus elaphus*, *Bos primigenius*, *Bison priscus*, *Elephas primigenius* (?)¹⁾, *Rhinoceros Merckii*. Diese Fauna ist nicht die des jüngeren Acheuléen, das, wie wir oben gezeigt haben, in die vorletzte Eiszeit fällt, sondern es ist die Fauna des warmen, letzten Interglazials.

Bisher ist von den Franzosen das Vorhandensein eines warmen Moustérien bestritten worden, zumal es auch in die von BOULE und OBERMAIER aufgestellte Chronologie nicht hineinpaßt. Es ist aber tatsächlich vorhanden, im Norden Frankreichs, wo es von COMMONT bei Montières gefunden wurde, und ebenso im Süden, wo ich außer in La Micoque noch in Laussel und La Ferrassie das gleiche warme Moustérien konstatieren konnte. An den beiden letzten Stationen wird es direkt überlagert von den kalten Moustérien mit der Renntierfauna; die Industrie hingegen ist im wesentlichen die gleiche.

So bilden die Fundstellen des warmen Moustérien aus der Riß-Würm-Interglazialzeit einen weiten Bogen, der beginnt in den Grimaldihöhlen bei Mentone, durch das Departement Dordogne nach der Somme sich erstreckt und von dort nach Osten geht, über Taubach-Ehringsdorf nach dem Wildkirchli am Säntis und Krapina; ein Zeichen der Verbreitung dieser Industrie durch ganz Mitteleuropa zur letzten Zwischen-eiszeit.

Da sowohl in den Grimaldihöhlen wie in der Dordogne das warme Moustérien stets von Schichten mit glazialer Fauna überlagert wird, an keiner Stelle bisher aber beobachtet wurde, daß umgekehrt das kalte Moustérien unter dem warmen lagert, so dürfte damit die diesbezügliche Annahme PENCKs hinfällig geworden sein.

PENCK hatte im Gegensatz zu uns zuerst ein kaltes, dann ein warmes Moustérien angenommen und ersteres in die Riß-Eiszeit, letzteres in die Riß-Würm-Interglazialzeit gestellt. Zur Annahme eines frühen Riß-Moustériens hatte er zwei Gründe: Im Gebiet der rhodanischen Vergletscherungen liegen die Moustérienstationen außerhalb oder hart am Rande der Rißmoränen. Da letztere in der Würm-Eiszeit nur teilweise vom Eise bedeckt waren und eine breite Randzone frei blieb, so glaubte PENCK annehmen zu dürfen, daß das Moustérien

¹⁾ O. HAUSER: Le Périgord préhistorique. Le Bugue 1911.

Chronologische Übersicht. I.

Geologische Gliederung	OBERMAIER	R. R. SCHMIDT	PENCK	BAYER	WIEGERS
Günz - Mindel-Zwischeneiszeit	—	—	—	—	Prächelléen
Mindel - Eiszeit	—	—	—	—	—
Mindel - Riß-Zwischeneiszeit	—	—	Warm: Chelléen Kalt: Acheuléen	Chelléen Acheuléen	Chelléen Acheuléen I
Riß - Eiszeit	—	—	Moustérien	Kaltes Moustérien	Acheuléen II
Riß - Würm-Zwischeneiszeit	Warm: Chelléen Kalt: Acheuléen Altestes Moustérien	Chelléen Acheuléen	Moustérien	Waldphase: Genäßigtes Moustérien Steppenphase: Aurignacien Alt-Solutréen	Moustérien I
Würm - Eiszeit	Moustérien	Moustérien	Solutréen	Jung-Solutréen	Moustérien II Aurignacien Solutréen Magdalénien
Postglazialzeit	Aurignacien Solutréen Magdalénien	Aurignacien Solutréen Magdalénien	Magdalénien	Magdalénien	Azilien Campignien Jüngere Steinzeit Metallzeit Ancyclus - Zeit Litorina - Zeit Mya - Zeit

Frühglazial
Hochglazial
Spätglazial =
Yoldia-Zeit bzw.
Bühlstadium

Chronologische Übersicht II.

Geologische Gliederung	Fauna	Kultur	Deutschland, Österreich und Schweiz	Frankreich
Günz-Mindel-Zwischeneiszeit	—	Prächelléen	—	Obere Somme-Terrasse bei Amiens
Mindel-Eiszeit	—	Prächelléen	—	—
Mindel-Riß-Zwischeneiszeit	<i>El. antiquus</i> <i>Rhin. Merckii</i> <i>Hippopotamus</i>	Chelléen	—	Chelles St. Acheul bei Amiens
	<i>El. antiquus</i> <i>El. primigenius</i> <i>Rhin. tichorhinus</i>	Acheuléen I	Hundisburg Lindenthaler Hyänenhöhle bei Gera	Mittlere Terrasse
Riß-Eiszeit	<i>El. primigenius</i> <i>Rhin. tichorhinus</i> <i>Cervus tarandus</i> z. T.	Acheuléen II	Achenheim	St. Acheul im Löß Le Moustier Laussel
Riß-Würm-Zwischeneiszeit	<i>El. antiquus</i> <i>Rhin. Merckii</i> <i>Hippopotamus</i>	Moustérien I	Taubach und Ehringsdorf Rhein-Herne-Kanal Phöben Herrmannshöhle i. H. Kartstein i. d. Eif. Krapina Wildkirchli am Säntis	Amiens Untere Terrasse La Micoque Laussel La Ferrassie (Grimaldi-Grotten bei Mentone)
Würm-Eiszeit	<i>El. primigenius</i> <i>Rhin. tichorhinus</i> <i>Equus caballus</i> <i>Myodes</i> u. a.	Moustérien II	Vögtlinshofen i. Els. Kartstein i. d. Eif. Buchenloch i. d. Eifel Sirgenstein	Le Moustier La Quina u. a.
		Aurignacien	Metternich Thiede Sirgenstein Löß von Niederösterreich	Aurignac u. a.
		Solutréen	Sirgenstein Předmost	Solutré u. a.
		Magdalénien	Sirgenstein Munzingen Schussenried Andernach Schweizerbild u. Keßlerloch Löß von Niederösterreich	La Madeleine u. a.

älter als die Würm- und gleichaltrig mit der Riß-Eiszeit sei. Man kann das Fehlen von Stationen des kalten Moustérien auf den Rißmoränen aber vielleicht dadurch erklären, daß jene Gegend während der Würmeiszeit nicht oder nur spärlich bevölkert war, und die Menschen die nähere Umgebung des Eisrandes mieden, weil sie ihnen zu unwirtlich war. Das Fehlen von Stationen des warmen Moustérien zeigt außerdem an, daß diese Gegend auch während des letzten Interglazials unbewohnt war.

Der andere Grund, das Moustérien in die Riß-Eiszeit zu stellen, lag in der Altersstellung des Lösses. Da PENCK den Löß mit der Solutréen-Industrie für interglazial hielt, das Solutréen aber jünger ist als das Moustérien, so glaubte er letzteres folgerichtig in die Riß-Eiszeit stellen zu müssen.

Wir haben jetzt gesehen, daß das kalte Moustérien, das an so vielen Punkten in Deutschland und Frankreich von dem gleichfalls Glazialfauna führenden Aurignacien überlagert wird, dem Anfang der letzten, der Würm-Vereisung angehört.

An das kalte Moustérien schließen sich, oft lückenlos, das Aurignacien, Solutréen und Magdalénien an; nach ihrer Lagerung im Löß und ihrer kalten Begleitfauna gehören auch sie der letzten Eiszeit an. In den Anfang des Postglazials, in die Ancyclus-Zeit, fällt das Azilien und das Campignien; das Renntier ist selten geworden, und noch vor dem Beginn der Litorina-Zeit, in der die Landbrücke zwischen Schweden und Dänemark in das Meer sank, wanderte es gänzlich nach Norden ab, bis auf einige kleine Reste, die in den höheren Gebirgsteilen sich noch längere Zeit hielten.

In der Litorina-Periode aber beginnt eine neue Wende in der menschlichen Kultur; mit den geschliffenen Werkzeugen und der Erfindung der Töpferei setzt die jüngere Steinzeit ein.

So baut sich Stein auf Stein das Gebäude der geologischen Chronologie auf, bereit, die Perioden der menschlichen diluvialen Chronologie in sich aufzunehmen. Aber nicht die Typologie, sondern die Geologie bestimmt das Alter der menschlichen Vorgeschichte!

35. Zur Chronologie des Palaeolithicums der Gegend von Weimar.¹⁾

VON HERRN HANS MENZEL.

Berlin, den 1. Dezember 1912.

Die Chronologie des Palaeolithicums der Gegend von Weimar gründet sich naturgemäß auf die geologische Altersstellung der Fundschichten.

Auf Grund der eingehenden faunistischen Arbeiten über die fossilführenden Kies- und Travertinablagerungen der Gegend von Weimar von den Herren WEISS und WÜST sowie auf Grund des Vergleiches mit gleichaltrigen fossilführenden Diluvialablagerungen, die ich in letzter Zeit in Fülle durchzuarbeiten Gelegenheit hatte, bin ich zu folgendem Urteil über die Diluvialablagerungen der Gegend von Weimar gelangt:

1. Ich stimme mit Herrn WÜST durchaus überein, daß der Fossilbestand der Ilmkiese (Conchylienbestand a) am Eingang der Parkhöhle bei Weimar glazialen Charakter trägt, die Terrasse, der die Kiese angehören, also einer Eiszeit entstammt. Der Conchylienbestand b aus den obersten Ilmablagerungen im Ulleschen Steinbruch und den untersten Travertinlagen bildet den Übergang zu der echt interglazialen Fauna der höheren Travertine.

2. Die Hauptmasse der Unteren Travertine mit der Antiquusfauna und dem überaus reichen Conchylienbestand von südosteuropäischem Charakter ist meiner Ansicht nach — ebenfalls in Übereinstimmung mit Herrn WÜST — während einer recht gemäßigten, echten Interglazialzeit entstanden, die in der Tat einen etwas kontinentaleren Charakter besaß, als es unser heutiges Klima in Mitteldeutschland aufweist.

Was das Alter dieser Interglazialablagerung anbetrifft, so bin ich ebenfalls der Meinung, daß sie der jüngeren Interglazialzeit des nördlichen Deutschlands (PENCK'S Riß-Wärm-Interglazialzeit) angehört. Neben einer Reihe anderer Gründe spricht dafür das Vorkommen von *Belgrandia* sp.,

¹⁾ Diese Zeilen waren für die Diskussion der Anthropologen-Versammlung in Weimar am 4.—6. August d. J. geschrieben worden. Infolge eines Zwischenfalles kamen sie nicht zum Vortrag. Sie mögen deshalb hier im Anschluß an die Ausführungen des Herrn WIEGERS Platz finden.

die sich in letzter Zeit in zahlreichen Ablagerungen dieses Alters gefunden hat.

Diese Altersbestimmung würde dann dazu führen, die Ilmkiese unter den Travertinen als Bildungen der Riß-Eiszeit aufzufassen.

3. Im Gegensatz zu Herrn WÜST kann ich den Pariser weder petrographisch noch genetisch als einen Löß auffassen.

Nach den Ausführungen des Herrn WÜST tritt schon in den jüngsten Schichten der Unteren Travertine eine Verarmung der Fauna ein (Conchylienbestand e. u. f.), indem alle wärme liebenden Arten verschwinden. Arten kälteren Klimas fehlen indessen noch. Daraus schließt Herr WÜST, daß nicht ein Kälterwerden des Klimas, sondern Eintritt eines kontinentalen Steppenklimas an der Verarmung schuld ist.

Ich schließe, daß die nahende Würm-Eiszeit die Veränderungen hervorruft. Der Höhepunkt des kontinental-gemäßigten Klimas ist überschritten. Die wärmebedürftigsten Arten erlöschen. Das Eis ist indessen noch zu fern, um schon nordische Arten herbeizuführen.

Der Ausbildung des Parisers geht eine Zeit der Erosion und Tieferlegung des Ilmbettes nach Herrn WÜST voraus. Der Pariser selbst besteht aus einem unter Mitwirkung von Wasser abgelagerten Gebilde tonigsandigen Materials, stellenweise gemischt mit reichlichem Gehängeschutt. Das spricht nicht für ein kontinentales Steppenklima mit verringerten Niederschlägen. Das deutet vielmehr auf stärkere Wasservirkung als zuvor hin. Die ruhige Entwicklung der hoch aufgehäuften Aue- und Gehängetravertine wird unterbrochen. Die durch stärkere Niederschläge geschwellten Quellbäche nagten sich durch die lockeren Kalke hindurch, ihre schlammigen Wasser bedeckten teilweise die in ihrer Entwicklung nun abgeschlossenen älteren Travertine mit sandigtonigem Material, dem Pariser, und von den Hängen spülten die Niederschlagswasser Gerölle auf sie.

Die schon vorher verarmte Conchylienfauna verarmt noch mehr. Die Lebensbedingungen für die Conchylien in dem Tale sind ungünstiger geworden.

4. Auf diesen aus lokalen Gründen etwas stürmisch verlaufenen Abschnitt der kommenden Eiszeit folgt wieder eine Zeit ruhigerer Entwicklung. Die Oberen Travertine setzen sich ab. Aber ihre Bildung ist nicht so gleichmäßig wie die der Unteren Travertine. Sie sind unregelmäßiger abgelagert und reicher an eingeschwemmtem mineralischen Materiale. Ihre

Fauna ist anfänglich noch ziemlich arm, wird dann aber wieder etwas reicher. Doch fehlen auch in ihr alle südlicheren Arten der Unteren Travertine. Die Hauptmasse der Conchylien besteht aus heute noch im mittleren und (mit Ausnahme der *Helix vindobonensis*) auch im nördlichen Deutschland und südlichen Skandinavien heimischen Arten, die sich auch bei der Verschlechterung des Klimas in der Umgegend von Weimar bisher noch gehalten hatten. Beigemengt ist ihnen nun aber schon der erste Vorbote nordischer Arten: *Patula rudrata*, ein Zeichen, daß das Eis näher kommt.

5. Das Eis der letzten (Würm-) Eiszeit ist nicht bis nach Weimar vorgedrungen. Wenn Herr WÜST recht hat, daß sein Conchylienbestand X jüngeren Schichten als die oberen Travertine es sind, entstammt, so hätten wir in diesen Bildungen Äquivalente der letzten Eiszeit mit glazialer Fauna.

Aus diesen Ausführungen soll hervorgehen, daß ich, während ich im übrigen bei Deutung der Weimarer Travertinablagerungen mit Herrn WÜST völlig übereinstimme, in zwei eng zusammenhängenden Punkten ihm nicht folgen kann.

Diese Punkte sind die Deutung des Parisers als Löß und das Vorhandensein einer Steppenphase zwischen zwei Waldphasen zur letzten Interglazialzeit.

Oben habe ich ausgeführt, daß der Pariser petrographisch kein Löß ist. Ich finde mich bei dieser Anschauung in der Gesellschaft fast aller meiner Fachgenossen.

Aber auch genetisch kann der Pariser kein Löß sein, d. h., wie es Herr WÜST will, das Gebilde eines trocken-warmen Steppenklimas, teilweise entstanden durch Windwirkung.

Einmal spricht die Fauna des Parisers keineswegs für ein „kontinentales Steppenklima“, sondern eher für eine feuchtkühler beginnende Glazialzeit. Das zeigt allein schon das plötzliche massenhafte Erscheinen der häufig rauhe Stellen bewohnenden *Helix striata*.

Eine „Steppenzeit“ mit Lößbildung, die nach Herrn WÜST ganz allgemein in Mitteleuropa während der letzten Interglazialzeit zwischen zwei Waldphasen geherrscht haben soll, ist aber bisher nirgends weiter als in den Arbeiten von Herrn WÜST über die Weimarer Travertine in der geologischen Literatur bekannt geworden.¹⁾ Wenn sie auch sonst noch vorhanden wäre, so müßten sie sich auch noch an anderer Stelle gezeigt haben. Sie müßte mir vor allem in den zahlrei-

¹⁾ Nur FREUDENBERG scheint zur Annahme der WÜSTschen Theorie zu neigen, während KORMOS sie ausdrücklich ablehnt.

chen fossilführenden Interglazialablagerungen derselben Zeit, die ich in den letzten Jahren genau durchgearbeitet habe, vorgekommen sein. Aber weder in der Berliner Gegend, noch in Sachsen oder Hannover, oder Westfalen, oder Schleswig-Holstein, oder vom nördlichen Harzrand ist mir eine Andeutung davon vor Augen gekommen. Ich sehe in den Diluvialablagerungen von Weimar und Umgegend nach den schönen faunistischen Untersuchungen der Herren WEISS und WÜST einen ziemlich lückenlosen Übergang von den glazialen Ablagerungen der Riß-Eiszeit durch die Riß-Würm-Interglazialzeit hindurch bis in die Würm-Eiszeit hinein. Die Bildung des Parisers halte ich für eine rein lokale Störung dieser Entwicklung am Schlusse der Riß-Würm-Interglazialzeit, der ich keine allgemeine Bedeutung beimessen kann.

Wenn man nach diesen Feststellungen nun die Einordnung der paläolithischen Funde in die Eiszeitchronologie vornimmt, dann gehören die älteren Industrien des Palaeozoicums von Weimar, die nach WÜST dem älteren Moustérien nahe stehen, in die Riß-Würm-Interglazialzeit, die jüngeren Funde, die an der Grenze vom Moustérien zum Aurignacien zu stellen sind, würden dann zeitlich schon in die beginnende Würm-Eiszeit fallen.

Diese Einordnung dürfte mit der Gliederung von WIEGERS und der Deutung der Funde vom Rhein-Herne-Kanal durch R. BÄRTLING und mich befriedigend übereinstimmen.

36. Dynamometamorphismus an der Basis der Hardangerdecke.

Von Herrn JOH. KOENIGSBERGER.

(Mit 3 Textfiguren.)

Freiburg i. Br., den 2. November 1912.

In den Alpen waren mit den dynamischen Vorgängen der Tertiärzeit chemische und mechanische Umwandlungen der Gesteine verknüpft, die sich über große Strecken ausdehnen; wir sehen dort eine regionale Dynamometamorphose. Die Trennung dieser Erscheinung von der viel früheren prä-mesozoischen Gneiskontaktmetamorphose ist in der nördlichen

Zone der Westalpen leicht möglich, wie der Verf. gezeigt hat. Dagegen ist in der mittleren axialen Zone der Westalpen und deren Fortsetzung in der nördlichen Zone der Ostalpen eine solche Trennung viel schwieriger. Im Gotthard- und Tessiner Massiv ebenso wie im Zillertaler Massiv und den Tauern scheinen sich, wie das auch F. BECKE annimmt, verschiedene Erscheinungen gleichzeitig übereinander gelagert zu haben. Wenn wir vorläufig weder beweisen noch widerlegen können, daß in der axialen Zone der Westalpen zusammen mit der Faltung noch Intrusionen¹⁾ stattfanden, so können wir auch nicht entscheiden, ob die tertiäre Dynamometamorphose der Nordzone, soweit sie chemische Umwandlungen hervorrief, eine Teleintrusionsmetamorphose, verursacht durch Intrusionen in der axialen Zone, oder eine reine Dynamometamorphose war. Eine Tiefenwirkung ist sie aber nicht, wie a. a. O. dargelegt²⁾. Daß die mechanischen Veränderungen, die Streckung, Zertrümmerung, Mylonitisierung der Gesteine, lediglich auf den tektonischen Veränderungen, den Bewegungen, und zwar in den Alpen zur Tertiärzeit, beruhen, ist kaum zu bezweifeln. Ebenso klar, wenn auch bisher noch wenig beachtet, ist die häufig auftretende Trennung mechanischer von chemischer Dynamometamorphose. Wir kennen einerseits chemisch unveränderte Granit-Mylonite, andererseits chemisch metamorphe Granite mit ursprünglicher Textur und Struktur.

Einige Beobachtungen am Hardangerjökelen und Hallingskarvet an der Bergenbahn bei Finse, die ich 1910 anstellte, scheinen mir in Zusammenhang mit dem oben Erörterten von Interesse. Dort ist die Tektonik relativ einfach³⁾ und ausgezeichnet aufgeschlossen. Eine große Decke, die nachher gewellt und auch gefaltet wurde, ist auf eine ziemlich flachliegende Unterlage überschoben. Intrusionen gleichzeitig oder nach der skandinavischen Überschiebung⁴⁾ fehlen auf große Strecken

¹⁾ Diese Intrusionen umfassen aber keinesfalls die Hauptmasse der Gneise der axialen Zone.

²⁾ Diese Zeitschr. 1912, Abhandl. S. 501.

³⁾ Wenn man die Lagerung mehr westlich auf der Bergenshalbinsel und längs der Westküste betrachtet, so kommt man allerdings zur Ansicht, daß die Geologie der paläozoischen skandinavischen Aufschmelzungszone nicht geringere Schwierigkeiten bietet als die alpine. Neben archaischen Graniten und Gneisen findet man anorthositische und granitische Gneise und Tiefengesteine, die jünger und wohl paläozoisch sind. (Vgl. Geol. Rundsch. III, 1912, S. 297.)

⁴⁾ Ich möchte die skandinavischen Überschiebungen nicht unbedingt als eine große Decke auffassen, die etwa von Westen nach Osten

hin und sind bisher bekanntlich weder in Schweden noch in Norwegen in der Nähe des Endes der viele 1000 qkm bedeckenden Überschiebungen nachgewiesen worden¹⁾. Sie fehlen, soweit mir bekannt, auch in der weiteren Umgebung des Hardangerjökelen und des Hallingskarvet. Doch verdiente diese Frage noch ein sorgfältiges Studium. Die mechanischen und wohl auch chemischen Umwandlungen, die sich dort an der Basis der Decke finden, können wohl nur mit der dynamischen Wirkung der Überschiebung zusammenhängen; sie sind auch tatsächlich im wesentlichen von dem Abstand von der Überschiebungsfläche abhängig. Im ganzen wird man in der hier in Betracht gezogenen Gegend folgende vier voneinander zeitlich und ursächlich verschiedenen Metamorphosen unterscheiden müssen:

1. Archaische Gneisbildung über die ganze skandinavische Halbinsel und Granitintrusion.

2. Durch Granitintrusion bedingte präcambrische post-algonkische Kontaktmetamorphose.

3. Spätsilurische Gneisregionalmetamorphose. Sie ist mit anorthositischen und granitischen Intrusionen und Gneisbildung verknüpft, bedingt den Habitus des sog. westlichen Silur und hat hier aus cambrischen Tonschiefern usw. Phyllite und Kalkglimmerschiefer geschaffen.

4. Auf 3. folgend mechanische und chemische Dynamometamorphose bei der Überschiebung der Granitdecke. An der Deckenbasis sind aus Granit mylonitische Glimmergneise, Gneise, Protogine entstanden.

Bezüglich der Literatur sei für das spezielle Gebiet auf die sorgfältige Untersuchung von J. REKSTAD²⁾ verwiesen, die auch zahlreiche schöne Abbildungen³⁾ von einzelnen Stellen der Überschiebung enthält. Der Verf. hat allerdings unbestimmt gelassen, ob Überschiebungen vorliegen, und hat deshalb auch den dynamometamorphen Granit als Gneis usw. kartiert. Doch stört dies bei der Benutzung der Karte und Profile wenig, falls man darauf achtet. Die allgemeinen tektonischen

überschoben wurde. Vielmehr scheinen auch manche Gebiete von lokalen Überschiebungen aus verschiedenen Richtungen bedeckt zu sein.

¹⁾ Welcher Zeit die anorthositischen Injektionsgneise bis Tromsøe angehören, ist nicht ganz sicher. TÖRNEBOHM und PETERSEN haben die von den Anorthositen metamorphosierten Schiefer als Silur kartiert, und wir folgen dieser Auffassung.

²⁾ J. REKSTAD: Norges geologiske Undersøgelse. Aarbog 1903. Nr. 4.

³⁾ J. REKSTAD: a. a. O., S. 22, 26, 36.

Fragen¹⁾ sind zuerst von A. E. TÖRNEBOHM auf seiner Karte von Skandinavien (Stockholm 1908) beantwortet. Ferner sei auf die referierenden Abhandlungen von W. v. SEYDLITZ²⁾ und von F. SVENONIUS³⁾, welche die zwei entgegengesetzten Standpunkte darlegen und die Originalliteratur zitieren, verwiesen. Bezüglich der Frage, ob der „Gneis“ in der Gegend von Hardangervidden und Hansedalsfjelden auf den Phylliten normal aufliegt, überschoben oder intrudiert ist, haben die Ansichten der norwegischen Geologen, von W. C. BRÖGGER⁴⁾, H. REUSCH⁵⁾, J. REKSTAD⁵⁾, K. O. BJÖRLYKKE⁵⁾, öfters geschwankt. 1902 haben sich alle diese Forscher für eine Überschiebung ausgesprochen⁶⁾. 1903 schien sie REKSTAD für Hardangerjøkelen usw. wieder unsicher.

Die geologische Folge der häufig horizontal, aber auch bis 20° geneigten liegenden Unterlage ist nach J. REKSTAD vollständig folgende:

1. Archaischer Granit — Abrasionsfläche.
2. Telemarkformation (Algonkian), graue Quarzite (auch Konglomerate) — Abrasionsfläche.
3. Dunkle Phyllite (Oberes Cambrium mit *Dictyonema flabelliforme*) 30—50 m.
4. Blauquarz 30—60 m.
5. Dünne Kalksteinschicht und Linsen, darauf dunkle Phyllite (Silur).

Auf der Schicht 5 lagert die Decke von ausgewalztem Granit, die je nach dem Ort wie Hälleflinta, Gneis, Protogin

¹⁾ Das Für und Wider der Fragen ist von den skandinavischen Geologen sehr sorgfältig erwogen worden. Einige der Schwierigkeiten, die SVENONIUS erwähnt, kann man, glaube ich, durch die Annahme einer der Überschiebung vorhergehenden, von Westen nach Osten abnehmenden Gneismetamorphose der prädevonischen Sedimente lösen. Bezüglich der Mylonitisierung ist zu bedenken, daß sich Gleitflächen in der Decke ausbilden, und der Vorgang der Zermalmung kein gleichmäßiger sein kann. Große Linsen von unverändertem Gestein können auch von oben her in die mylonitische Zone und die Phyllite hineingewälzt werden. Die Unterscheidung eines mylonitischen Tiefengesteins von einem unveränderten gneismetamorphen Gestein ist möglich, aber nicht leicht; dagegen ist es viel schwerer, die Mylonitisierung eines gneismetamorphen Gesteins festzustellen.

²⁾ W. v. SEYDLITZ: Geol. Rundsch. II, 1911, S. 25.

³⁾ F. SVENONIUS: Geol. Rundsch. II, 1911, S. 187.

⁴⁾ W. C. BRÖGGER: Norges geologiske Undersøgelser 1893, Nr. 11. Lagfolgen på Hardangervidde. Aarbog 1903, Nr. 2.

⁵⁾ H. REUSCH, J. REKSTAD, K. O. BJÖRLYKKE, Norges geol. unders. aarbog 1902.

⁶⁾ S. 78, Mitte.

aussieht. Sowohl am Hallingskarvet wie zwischen Finse und Fossli ist aber diese Folge nirgends vollständig erhalten. Das hat, wie ich glaube, zwei Ursachen: Erstens war die post-archäische Abrasionsfläche keine Peneplain und versank zum Teil in Staffelbrüchen (nordöstlich Fossli) erst zu Beginn des Silurs völlig in das Meer, zweitens ist bei der Überschiebung auch die Unterlage aufgerissen und zum Teil ausgewalzt worden.

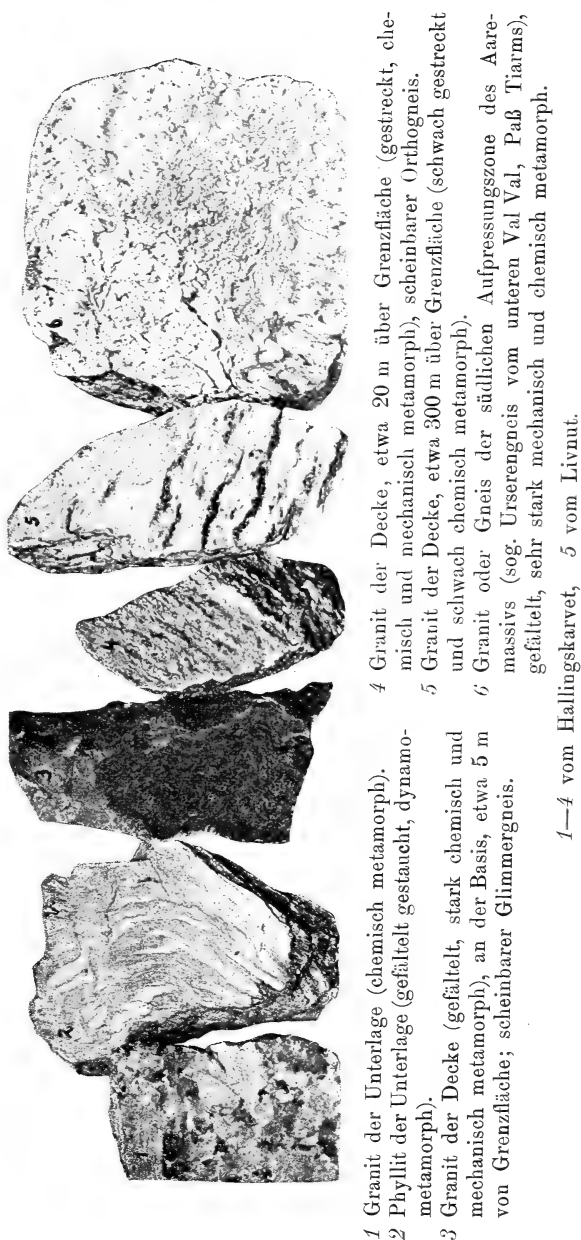
Betrachten wir einige Gesteine am Nordostabhang des Hallingskarvet gegen Kjetilnsöset etwas näher:

Mechanisch fast gar nicht verändert ist der Granit der Unterlage (vgl. Fig. 1, Nr. 1), aber er hat eine chemische Veränderung erlitten. Der Plagioklas ist saussuritisiert (grüngelb, auf der Photographie dunkel). Der Orthoklas zeigt wohl primäre mikropegmatitische Struktur, der Biotit ist kaum verändert. Wenig verändert sind die Quarzite. Dagegen sind die Phyllite und die Kalklinsen metamorph. Da mag erstens die regionale Metamorphose vor der Überschiebung gewirkt haben, wie das in stärkerem Maße unstreitig für die Åre- und Kölschiefer der Jämtlanddecke zutrifft. Die mechanische Metamorphose dürfte aber hier hauptsächlich mit der Überschiebungstektonik zusammenhängen. Die Kalke sind etwas marmorisiert und gestreckt; auf den Gleitflächen des Kalksteins liegt Sericit.

Die Phyllite sind nach oben zunehmend intensiv gefältelt (vgl. Fig. 1, Nr. 2). Auf den Gleitflächen des Gesteins sieht man hellen Glimmer.

Nach oben hin wird der Phyllit graugrün; er hat das Aussehen eines alpinen chloritisierten Gneisglimmerschiefers. Schmale Adern von mylonitisierter Granitmasse sind eingelagert. Dann folgt eine graugüne Mischzone mylonitisierter Gesteine, die zu einem grünen Schiefer ausgewalzt ist. Petrographisch ist mit einem solchen Gestein nichts anzufangen. Vielfach ist Quarz, Orthoklas und Plagioklas (?) so zermalmt und übereinander gepreßt, daß man im besten Dünnschliff und starker Vergrößerung sie nicht unterscheiden kann. Das Gestein kann nur aus geologischen Tatsachen gedeutet werden. Darauf folgt ein dichtes braungraues Gestein, das sich im polierten Anschliff¹⁾ als gefältelter ausgewalzter Granit erweist (vgl. Fig. 1, Nr. 3; wegen seiner Farbe (absorbiert das blaue wirksame Licht) und Rauheit ist es auf der Photographie dunkel). Alle Mineralien sind zertrümmert; der Biotit ist in

¹⁾ Bei derartigen Gesteinen ist ein Anschliff oft lehrreicher als der Dünnschliff.



- 1 Granit der Unterlage (chemisch metamorph).
- 2 Phyllit der Unterlage (gefältelt gestaucht, dynamomorph).
- 3 Granit der Decke (gefältelt, stark chemisch und mechanisch metamorph), an der Basis, etwa 5 m von Grenzfläche; scheinbarer Glimmergneis.

- 4 Granit der Decke, etwa 20 m über Grenzfläche (gestreckt, chemisch und mechanisch metamorph), scheinbarer Orthogneis.
- 5 Granit der Decke, etwa 300 m über Grenzfläche (schwach gestreckt und schwach chemisch metamorph).
- 6 Granit oder Gneis der südlichen Aufpressungszone des Aaremassivs (sog. Urserengneis vom unteren Val Val, Paß Tiarns), gefältelt, sehr stark mechanisch und chemisch metamorph.

1—4 vom Hallingskarvet, 5 vom Livnut.

Fig. 1.

feine Häute eines dunkeln graugrünen Sericits verwandelt, der Plagioklas saussuritisiert und zum Teil ausgelaugt, der Quarz in feinste Körner zerlegt, der Orthoklas bildet rötliche Wellenfalten. Eisenoxydhydrat ist ausgeschieden. Etwa 20 m über der Grenzfläche ist dieser Mylonit in ein Gestein übergegangen, das ohne Kenntnis der Tektonik als Orthogneis bezeichnet würde (Nr. 4). Meiner Ansicht nach besteht aber auch petrographisch zwischen einem mechanisch ausgewalzten Granit und einem echten Orthogneis ein so tiefgreifender Unterschied, wie etwa zwischen einer Arkose und einem Granit. Wir sehen keine Fältelung mehr, sondern nur eine feinfaserige Struktur.

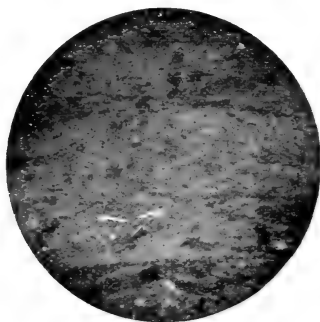


Fig. 2.

Mylonit vom Kongsnut

mit Paralleltexur, dunklen Chloritfasern, sekundär ausgeschiedenen Erzen und den für mittlere Stärke der Mylonitisierung charakteristischen kleinen Augentrümmern von Orthoklas. Quarz und Plagioklas sind ganz fein zermahlen.

Der Biotit ist stellenweise noch in etwas dickeren Blättern, z. T. chloritisiert vorhanden; der Plagioklas ist saussuritisiert, Orthoklas und Quarzkörner sind ineinander gepreßt.

Dieselbe Folge sehen wir am Hardangerjökelen, wo auch in den Granit der Decke große Schollen Phyllit eingeklemmt sind. Das Gestein der Zone Fig. 1, Nr. 3, das am Kongsnut einem dichten Hälleflinta gleicht, auch von J. REKSTAD manchmal so bezeichnet wird, zeigt Fig. 2 im Dünnschliff. In den Alpen würde das Gestein unter der Bezeichnung Glimmergneis gehen; in Elba sind analoge Gesteine, die P. TERMIER als Mylonite erkannte, später noch für metamorphe Psammite angesehen worden. Die Beschaffenheit und Form des Glimmers ermöglicht aber, neben andern Merkmalen, den Unterschied rein petrographisch festzustellen. Bei der Daemnevandshytte

kann man am Lugnut die obere Zone der Granitdecke bequem studieren. Die chemische Metamorphose ist dort etwas stärker. Unten liegt noch ein orthogneisähnliches Gestein, das nach oben aber unregelmäßig in einen Protogin übergeht, der, obwohl grobkörniger und quarzärmer, den Gotthardprotoginen ähnlich sieht. An Stelle des Biotits ist Chlorit und Epidot getreten, der Plagioklas ist saussuritisiert; man sieht in ihm Zoisit und Sericit; der Orthoklas zeigt Mikroklinstruktur und die bekannten mikroperthitischen Spindeln, der Quarz ist stark zertrümmert (vgl. Fig. 3).

Nahe verwandt mit diesen Gesteinen sind die der Urserenzone des Aaremassivs, längs der das ganze Massiv um 1000 bis 2000 m in die Höhe gehoben und die andere Seite, die Nord-



Fig. 3.

Protogin am Lugnut

stark chemisch, schwach mechanisch dynamometamorph.

seite des Gotthardmassivs, mit den Sericitphylliten hinabgeglitten ist. Wir haben dort vertikal gerichtet dieselbe Ausbildung wie an der Horizontalüberschiebung von Hardanger. Fig. 1, Nr. 6 zeigt ein solch mylonitisiertes, gefälteltes Gestein von granitischer Zusammensetzung, das primär vermutlich ein Injektionsgneis, vielleicht aber auch ein Granit gewesen ist.

Die Saussuritisierung und Chloritisierung der Hardangergranitdecke weist auf die Beteiligung und den Zutritt von Wasser bei der chemischen Metamorphose hin¹⁾. Daß die hierzu nötige

¹⁾ Wir finden hier eine der wenigen bisher bekannten Stellen auf der Erde außerhalb der Alpen mit echter alpiner Dynamometamorphose und hätten demnach auch alpine Minerallagerstätten zu erwarten. V. M. GOLDSCHMIDT erwähnt in der Zeitschr. f. Krystallogr. **51**, 1912, S. 40, daß Minerallagerstätten alpinen Typus' in der Umgebung von Finse vorkommen. Doch ist nicht angegeben, ob die charakteristischen Merkmale für solche Lagerstätten in sauren Gesteinen: Auslaugung

erhöhte Temperatur im wesentlichen durch Reibungswärme geliefert werden konnte, zeigt folgende Rechnung: Setzen wir, was recht gering wäre, den Reibungskoeffizienten von Granit auf Phyllit¹⁾ = 0,2 und die Höhe der überschobenen Gesteinsmasse nur = 1000 m, was wohl auch zu gering ist, ferner den Weg (den Abstand von der Wurzel der Decke) = 25 km, so erhält man pro qcm eine Wärme von $3 \cdot 10^6$ gcal. Verteilen wir diese von der Grenzfläche nach oben und unten um je 300 m auf die ganze Masse, so erhalten wir durch hypothesenfreie Rechnung etwa 300° Temperaturerhöhung. Die Wärmeleitung ist hierbei vernachlässigt. Will man aber nicht annehmen, daß der Vorgang der Überschiebung relativ rasch, vielleicht in wenigen Jahren, vor sich ging (wie der Verf. das für möglich hält), so muß man einen entsprechend größeren Reibungskoeffizienten annehmen, so wie er sich etwa praktisch ergibt, wenn man Granit auf Phyllit ganz langsam gleiten läßt, und dann kommt man auch bei Berücksichtigung der Wärmeleitung der Gesteine auf dieselbe Größenordnung wie oben. Daß die Reibung nicht nur auf die Grenzfläche, sondern auf unzählig viele Gleitflächen der Decke verteilt war, ändert an dem Gesamtwert der Reibungswärme nichts.

von Biotit und Plagioklas im Gestein und Quarzband in der Kluft zu finden sind. Der von V. M. GOLDSCHMIDT beschriebene Quarz zeigt große Ähnlichkeit mit dem Tessiner Typus. (N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XXVI, 1908, S. 511.)

¹⁾ Der Koeffizient äußerer Reibung von Messing auf Gußeisen ist 0,2, von Muschelkalk auf Muschelkalk 0,75. Er ist bei Laboratoriumsversuchen mit glatten Flächen und geringen Massen von der Geschwindigkeit unabhängig. Nimmt man, was bei großen Überlastungen am wahrscheinlichsten wäre, die innere Reibung oder Plastizität der Phyllite bei Verschiebung (die etwa 50–100 Atm. entsprechen dürfte) als Maß an, so kommt man auf 10 mal höhere Werte. Das Abreißen der Phyllite in Linsen und die ganze Auswalzung an der Überschiebungsfläche weist aber eher darauf hin, daß ein so hoher Druck, wie er für plastische Verschiebung erforderlich wäre, hier nicht erreicht war, daß also die äußere Reibung wohl maßgebend ist.

Neueingänge der Bibliothek.

- ANDRÉE, K.: Über das Bodenrelief und die Sedimente des Golfes von Neapel. Nach JOH. WALTHERS Untersuchungen, S.-A. aus: PETERMANN'S Geogr. Mitteilungen, August 1912. Gotha 1912.
- Über Kegeltextur in Sanden und Sandsteinen mit besonderer Berücksichtigung der Sandsteinkegel des oberen Unterdevon der Umgegend von Marburg. S.-A. aus: Sitz.-Ber. der Gesellschaft zur Beförderung der gesamten Naturwissenschaften zu Marburg, Nr. 4, 1912. Marburg 1912.
- Über Sedimentbildung am Meeresboden. I. Teil. S.-A. aus: Geol. Rundschau, Bd. III, H. 5/6. Leipzig 1912.
- Über ein blaues Steinsalz. S.-A. aus: Kali, Zeitschrift für Gewinnung, Verarbeitung und Verwertung der Kalisalze. Jahrg. 6, H. 20, 1912. Halle 1912.
- ARLT, H.: Die geologischen Verhältnisse der östlichen Ruhpoldinger Berge mit Rauschberg und Sonntagshorn. Mit 1 Karte und 18 Figuren im Text. Landeskundliche Forschungen, herausgegeben von der Geographischen Gesellschaft in München, H. 12. München 1911.
- Allgemeine Geologie Schwedens. Geologie der Eisenerzlagerstätten von Kiruna und Gellivare. Berichte über Exkursionen des 11. Internationalen Geologenkongresses zu Stockholm. S.-A. aus: Glückauf, Jahrg. 47, Nr. 19 u. 20, 1911. Essen 1911.
- V. ARTHAER, G.: Über die Horizontierung der Fossilfunde am Monte Cucco (italienische Carnia) und über die systematische Stellung von *Cuccoceras* DIEN. S.-A. aus: Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., Bd. 62, H. 2. Wien 1912.
- BARRELL, J.: Criteria for the recognition of Ancient Delta Deposits. S.-A. aus: Bull. of the Geol. Soc. of America, Bd. 23. 1912. New York 1912.
- BOEHM, G.: Unteres Gallovien und Coronatenschichten zwischen Mac Cluer-Golf und Geelvink-Bai, Nova Guinea. Résultats de l'expédition scientifique néerlandaise à la Nouvelle-Guinée en 1903, Bd. VI, Géologie. Leiden 1912.
- BORN, A.: Die geologischen Verhältnisse des Oberdevons im Aeketal (Oberharz). Mit 4 Tafeln. S.-A. aus: Neues Jahrb. Min. 34. Stuttgart 1912.
- Über die Entstehung von Kramenzelkalk. Vortrag, gehalten zu Hannover auf der Herbst-Hauptversammlung des Niedersächs. geolog. Vereins am 28. Oktober 1911. S.-A. aus: V. Jahresber. des Niedersächs. geolog. Vereins zu Hannover. Hannover 1912.
- BORNHARDT, W.: Die Erzvorkommen des Rhein. Schiefergebirges. S.-A. aus: Metall und Erz, Jahrg. X, 1912/13, H. 1. Halle 1912.
- CAREZ, L.: Résumé de la Géologie des Pyrénées Françaises. Mémoires de la Société Géolog. de France, Sér. 4, Tome II, Mém. Nr. 7. Paris 1912.

- CHLAPOWSKI, FR.: Zab mastodonta w zwirowisku obornickiem. Odbitka z 31 Rocznika Towarzystwa Przyjaciół Nauk w Poznaniu. Poznań 1905.
- CLOOS, H.: Geologie des Erongo im Hererolande. (Geolog. Beobachtungen in Südafrika, T. II.) Vorläufige Mitteilungen. Beiträge zur Erforschung der deutschen Schutzgebiete. H. 3, herausgegeben v. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin 1911.
- DITTMANN, E.: Das Tertiär am Nordostabfall der Eifel. Inaug.-Diss. d. Techn. Hochschule zu Aachen. Essen 1912.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Über Mischgesteine von Granit und Sedimenten. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wissensch. XXVI, 1912. Berlin 1912.
- Die Einschlüsse des Brockengranits. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1911, Bd. 32, T. II, H. 2. Berlin 1912.
 - Petrographische Mitteilungen aus dem Harz. VI. Über ein Quarz-glimmergestein als Randfacies des Ramberggranites. Wie vor, H. 1.
- FELIX, J.: Vergleichende Bemerkungen zu den Mammutskeletten von Steinheim a. d. Murr (in Stuttgart) und von Borna (in Leipzig). Mit 3 Textfiguren. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Naturforsch. Ges. z. Leipzig, Jahrg. 39, 1912. Leipzig 1912.
- FINCKH, L.: Die jungvulkanischen Gesteine des Kiwusee-Gebietes. Wissenschaftliche Ergebnisse der deutschen Zentralafrika-Expedition 1907–1908 unter Führung ADOLF FRIEDRICHS, Herzogs zu Mecklenburg, Bd. I, Lief. 1. Leipzig 1912.
- Die von F. JAEGER in Deutsch-Ostafrika gesammelten Gesteine. S.-A. aus: Das Hochland der Riesenkrater und die umliegenden Hochländer Deutsch-Ostafrikas von Dr. FRITZ JAEGER. Berlin 1911.
- FRANKE, FR.: Beiträge zur Kenntnis der paläozoischen Arten von *Alethopteris* und *Kallipteridium*. Inaug.-Diss. der Friedrich-Wilhelms-Universität, Berlin 1912.
- FRENTZEL, A.: Das Passauer Granitmassiv. Petrographisch-geologische Studie. S.-A. aus: Geognost. Jahreshefte 1911, Jahrg. XXIV. München 1911.
- GAGEL, C.: Die Braunkohlenformation in der Provinz Schleswig-Holstein. S.-A. aus: Handbuch f. d. deutschen Braunkohlenbergbau. Halle 1912.
- GEINITZ, E.: Geol. Beobachtungen b. d. Wassereinbruch in Jessenitz. Mitteilungen aus der Großherzogl. Mecklenb. Geol. Landesanstalt. Rostock 1912.
- GLÖCKNER, F.: Über den Setzungskoeffizienten der Braunkohle. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 64, 1912, Mon.-Ber. Nr. 6. Berlin 1912.
- Inkohlung und Kaolinisierung. Der Prozeß der Inkohlung und die Wirkung der hierbei freiwerdenden Substanzen auf die liegenden Schichten der Kohlenlagerstätten. S.-A. aus: Braunkohle 1912, H. 15. Halle 1912.
 - Das Volumenverhältnis zwischen Moortorf und daraus resultierender autochthoner Humusbraunkohle. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XX, H. 9, 1912. Berlin 1912.
 - Vorschlag zur Deutung des Braunkohlenvorkommens an der Küste des brasilianischen Staats Bahia. Bemerkungen zu dem Aufsatz des Herrn Dr.-Ing. FR. FREISE in Braunkohle XI, H. 14, 1912. S.-A. aus: Braunkohle, H. 23, 1912. Halle 1912.
- GOTHAN, M.: Paläobotanik. S.-A. aus: Handwörterbuch der Naturwissenschaften, Bd. VII. Jena 1912.

- GOTHAN, W.: Einige bemerkenswerte neuere Funde von Steinkohlenpflanzen in der Dortmunder Gegend. S.-A. aus: Verhandl. d. Naturhist. Vereins d. preuß. Rheinl. u. Westf., Jahrg. 69, 1912. Bonn 1912.
- GROSCH, P.: Roteisensteinlager in Asturien. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XX, H. 5, 1912. Berlin 1912.
- Zur Kenntnis des Paläozoikums und des Gebirgbaues der westlichen Cantabrischen Ketten in Asturien (Nord-Spanien). S.-A. aus: N. Jahrb. Min. 33. Stuttgart 1912.
- HÄBERLE, D., Über einen durch Blitzschlag verursachten Felsabsturz im Mittelgebirge. Mit Abbildung. S.-A. aus: Jahresberichte u. Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F. 1912, Bd. II, H. 3. Karlsruhe 1912.
- und SALOMON, W., Bericht über die 45. Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins zu Rheinfelden (Schweiz) vom 9. bis 13. April 1912. S.-A. aus: Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines 1912, N. F. Bd. II, H. 3. Karlsruhe 1912.
- Über periodische Quellen (Hungerbrunnen usw.) in der Rheinpfalz. S.-A. aus: Pfälzische Heimatkunde, VIII. Jahrg., 1912. Kaiserslautern 1912.
- Die Veröffentlichungen und der Tauschverkehr des Naturhistorisch-Medizinischen Vereins zu Heidelberg (1856—1912). S.-A. aus: Verhandlungen des Naturhist. Vereins zu Heidelberg, 1912, Bd. XI. Heidelberg 1912.
- HENKEL, L.: Die Abflußrichtung der thüringischen Flüsse zur Eiszeit. S.-A. aus: Mitteil. der Geogr. Ges. (für Thüringen) zu Jena, Bd. 30, 1912. Jena 1912.
- Eine „exotische Klippe“ in Thüringen. Mit einer Abbildung. Wie vor, Bd. 29, 1911. Jena 1911.
- HUTH, W.: Über die Epidermis von *Mariopteris muricata*. S.-A. aus: Paläobotanische Zeitschrift, Bd. I, 1912. Berlin 1912.
- *Mariopteris Zeileri* n. sp. S.-A. aus: H. POTONIÉ: Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzenreste, Lief. VIII, 1912. Berlin 1912.
- *Mariopteris Loshii*. Wie vor.
- *Mariopteris grandepinnator* n. sp. Wie vor.
- *Mariopteris rotundata* n. sp. Wie vor.
- *Mariopteris Beneckeii*. Nachtrag. Wie vor.
- JENTZSCH, A.: Die geologische Karte vor dem deutschen Landwirtschaftsrat. S.-A. aus: Internat. Mitteil. f. Bodenkunde, Bd. II, H. 1, 1912. Berlin 1912.
- Die Braunkohlenformation in den Provinzen Posen, Westpreußen und Ostpreußen. S.-A. aus: Handbuch f. d. deutschen Braunkohlenbergbau, 2. Aufl. Halle 1912.
- KRANZ, W., Die Umgegend von Swinemünde, Ahlbeck, Heringsdorf, Bansin und Misdroy. Landeskundliche Studie. Swinemünde 1912.
- Nachschrift zur Erwiderung an Herrn W. BRANCA. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1912, Nr. 13. Stuttgart 1912.
- KRAUSE, P. G.: Einige Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des westlichen Niederrheingebietes. Mit 1 Figur. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1911, Bd. 32, T. II, H. 1. Berlin 1912.
- Über unteren Lias von Borneo. S.-A. aus: Samml. d. Geol. Reichsmuseums in Leiden, Ser. I, Bd. IX. Leiden 1911.

- KREIDMANN, A.: Entstehung und Werdegang des Menschen und der Lebewesen aller Zeiten auf Grund des Verwachsungsprinzipes. Mit 146 Abbild. u. 2 Tafeln als Beilagen. Hamburg 1912.
- KRETSCHMER, FR.: Zur Kenntnis der Kalksilikatfelse von Reigersdorf b. Mähr.-Schönberg. Mit 6 Textfiguren. S.-A. aus: Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst. 1912, Bd. 62, H. 1. Wien 1912.
- Die Kalksilikatfelse im Kepernikgneissmassiv nächst Wiesenberg (Mähren). Wie vor, H. 3.
- KRUSCH, P.: Die mikroskopische Untersuchung der Gangaufschüttungen des Siegerlandes und seiner Umgebung. Mit 1 Textfigur u. 5 Tafeln. Anhang zu: BORNHARDT, W.: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung, T. II. Archiv für Lagerstättenforschung, H. 8. Herausgegeben v. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt. Berlin 1912.
- Das Kent-Kohlenfeld, seine stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse im Vergleich mit denen des westfälischen Steinkohlengebietes. S.-A. aus: Glückauf, Berg- u. Hüttenmännische Zeitschrift, Jahrg. 48, Nr. 27, 1912. Essen 1912.
- KUKUK: Eine neue marine Schicht in der Gasflammkohlenpartie des Ruhrkohlenbezirks. S.-A. aus: Glückauf, Jahrg. 48, Nr. 24, 1912. Essen 1912.
- Der südlichste Zechsteinaufschluß im Deckgebirge des rechtsrhein. Steinkohlengebirgs. S.-A. aus: Glückauf, Jahrg. 48, Nr. 23, 1912. Essen 1912.
- LAI, R.: Die Erdbeben des Kaiserstuhls. S.-A. aus: GERLANDS Beiträge zur Geophysik, Bd. XII, H. 1. Leipzig 1912.
- u. A. SIEBERG: Das mitteleuropäische Erdbeben vom 16. November 1911 und seine Beziehungen zum geologischen Aufbau Süddeutschlands. Wie vor.
- LOUDERBACK, G. D.: Pseudostratifikation in Santa Barbara County, California. S.-A. aus: Univers. of Calif. Publications Bull. of the Departm. of Geology, Vol. VII, Nr. 2, 1912.
- MEINARDUS, W.: Beobachtungen über Detritussortierung und Strukturboden auf Spitzbergen. S.-A. aus: Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde 1912, Nr. 4. Berlin 1912.
- Über einige charakteristische Bodenformen auf Spitzbergen. Mit Tafel I u. II u. 8 Textfiguren. S.-A. aus: Sitzungsber. der medicin.-naturw. Ges. zu Münster i. W., herausgegeben v. Naturhist. Verein d. preuß. Rheinl. u. Westf. Bonn 1912.
- Über den Kreislauf des Wassers. Wie vor. Bonn 1908.
- Einige neuere Ergebnisse der Südpolarforschung. Wie vor 1910.
- MEYER, H.: Über die ältesten Spuren des Menschen. S.-A. aus: Bericht der Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde zu Gießen, Naturwissenschaftl. Abt., Bd. IV, 1910/11. Gießen 1910.
- MEYER, L. F.: Über Vertretung von Zechstein bei Schramberg. S.-A. aus: Jahresber. u. Mitteil. des Oberrhein. Geol. Vereins, N. F. Bd. I, H. 2. Karlsruhe 1911.
- Zur Entstehung der deutschen Kalisalzlager. S.-A. aus: Bericht der Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde zu Gießen, N. F., Naturwissenschaftl. Abt., Bd. IV, 1910/11. Gießen 1910.
- Die Festlandsbildungen des Zechsteins am Ostrande des Rhein. Schiefergebirges. S.-A. aus: Kali, Zeitschr. f. Gewinnung, Verarbeitung u. Verwertung der Kalisalze, Jahrg. V, 1911, H. 9. Halle 1911.

- MEYER, L. F., u. LANG, R.: Keuperprofile bei Angersbach im Lauterbacher Graben. S.-A. aus: Bericht d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde zu Gießen, N. F. Naturw. Abt. Bd. V, 1912. Gießen 1912.
- u. LANG, R.: Keuperprofile bei Angersbach im Lauterbacher Graben. S.-A. aus: Bericht d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde zu Gießen, N. F., Naturwissensch. Abt., Bd. V, 1912. Gießen 1912.
- u. RAUFF, H.: Bericht über die Exkursionen durch die Gerolsteiner und Prümer Mulde. Niederrh. geolog. Verein. 5. Hauptvers. zu Gerolstein am 11.—14. April 1911.
- MEYER, O. E.: Die Ostafrikanische Bruchstufe südlich von Kilimatinde. S.-A. aus: Jahresber. d. Schles. Ges. f. vaterl. Kultur. Sektion f. Geologie, Geographie, Berg- und Hüttenwesen. Breslau 1912.
- MENZEL, H.: Geologisches Wanderbuch für die Umgegend von Berlin. Mit 1 farb. Karte u. 19 in den Text gedruckten Abbildungen. Stuttgart 1912.
- MICHAEL, R.: Zur Frage der Orlauer Störung im oberchl. Steinkohlenbezirk. S.-A. aus: Geolog. Rundschau, Bd. III, H. 5/6. Leipzig 1912.
- MICHAEL, R.: Beiträge zur Kenntnis des Keupers im nördl. Oberschlesien. Mit 2 Figuren. S.-A. aus: Jahrb. d. K. Preuß. Geol. Landesanst. 1912, Bd. 33, T. 1, H. 1. Berlin 1912.
- Die Entwicklung der Steinkohlenformation im westgalizischen Weichselgebiet des ober Schlesischen Steinkohlenbezirkes. Wie vor, H. 2.
- u. QUITZOW, W.: Temperaturmessungen im Tiefbohrloch Czuchow II (Oberschlesien). S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1912, Nr. 2. Stuttgart 1912.
- Geologie von Proskau. Geologisch-agronomische Darstellung der Umgegend der Kgl. Lehranstalt f. Obst- und Gartenbau Proskau b. Oppeln i. Oberschl. Mit 2 Karten. Herausgegeben v. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin 1912.
- Die neuen Aufschlußbohrungen im westgalizischen Steinkohlenrevier. S.-A. aus: Zeitschr. des Oberschles. Berg- u. Hüttenmänn. Vereins, Septemberheft 1912.
- MOODIE, R. L.: The Mazon Creek, Illinois, Shales and their Amphibian Fauna. S.-A. aus: The American Journal of Science, Bd. 34, 1912. New Haven 1912.
- NAUMANN, E.: Beiträge zur Kenntnis des Thüringer Diluviums. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 64, H. 2/3, 1912. Berlin 1912.
- NIKLAS, H.: Chemische Verwitterung der Silikate und der Gesteine mit besonderer Berücksichtigung des Einflusses der Humusstoffe. Berlin 1912.
- PITTMANN, E. F.: The Coal Resources of New South Wales. Sydney 1911.
- PRAESENT, H.: Die allgemeine Versammlung der deutschen Geolog. Gesellschaft in Greifswald, 8.—10. August 1912. S.-A. aus: PETERMANN'S Geogr. Mitteil. 1912, Oktoberheft. Gotha 1912.
- Protestversammlung gegen die Verunreinigung der Flüsse des Elbegebietes durch die Endlaugen der Kaliindustrie in Naumburg a. S. Sonntag, den 12. November 1911. Magdeburg 1911.
- RABOT, CH., u. MURET, E.: Les Variations périodiques des Glaciers. S.-A. aus: Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. VII, 1912. Berlin 1912.
- RASSMUS, H.: Zur Kenntnis der Werfener Schichten bei Berchtesgaden. Mit 2 Textfiguren. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 63, 1911, Mon.-Ber. Nr. 11. Berlin 1911.

- RASSMUSS, H.: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Alta Brianza. Geolog. u. paläont. Abhandlung. Herausgegeben von E. KOKEN. N. F. Bd. X, H. 5. Jena 1912.
- Zur Geologie der Vall' Adrara. Diese Zeitschr. 64, 1912, Mon.-Ber. Nr. 6. Berlin 1912.
- RECK, H.: Zur Altersfrage des Donaubruchrandes. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1912, Nr. 11. Stuttgart 1912.
- Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft im Lichte der DAVISSchen Cyclustheorie. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 64, 1912, Mon.-Ber. 1.2. Berlin 1912.
- RIEDEL, A.: Beiträge zur Gliederung der Triasformation in Braunschweig und angrenzenden Gebieten. S.-A. aus: Jahrb. d. Provinzialmuseums zu Hannover 1911/12.
- ROBERT, JOS.: Das Erdbeben vom 16. November 1911 im Großherzogtum Luxemburg. Im Auftrage der Gesellschaft Luxemburger Naturfreunde. Luxemburg 1912.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Pseudomorphe Quarzgänge und Kappenquarze von Usingen und Niedernhausen im Taunus. Mit 3 Tafeln u. 3 Textfiguren. S.-A. aus: Neues Jahrb. Min. 1912, Bd. II. Stuttgart 1912.
- SCHUCHERT, CH.: Jackson on the Phylogeny of the Echini. A synopsis. S.-A. aus: The Amer. Journal of Science, Bd. 34, 1912. New Haven 1912.
- SEEBER, H.: Beiträge zur Geologie der Faulhorngruppe (Westl. Teil) und der Männlichengruppe. Inaug.-Dissert. d. Universität Bern. Bern 1911.
- SEMPER, M.: Eiszeiten. S.-A. aus: Handwörterbuch der Naturwissenschaften, Bd. III. Jena 1912.
- Paläoklimatologie. Wie vor, Bd. VII.
- V. SEIDLITZ, W.: Sind die Quetschzonen des westlichen Rhätikons exotisch oder ostalpin? S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1912, Nr. 16 u. 17. Stuttgart 1912.
- Das schwedische Hochlandsproblem. Eine Antwort an Dr. FRIED. SVENONIUS-Stockholm. Wie vor, Nr. 12.
- SIEBERG, A.: Über die makroseismische Bestimmung der Erdbebenstärke. Ein Beitrag zur seismologischen Praxis. S.-A. aus: GERLANDS Beiträge zur Geophysik, Bd. XI, H. 2/4. Leipzig 1912.
- SPETHMANN, H.: Der Ausraum. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1912, Nr. 14. Stuttgart 1912.
- Die Größe des oberirdisch abflußlosen Gebietes der Insel Rügen. S.-A. aus: PETERMANN'S Geogr. Mitteil., Juli 1912. Gotha 1912.
- Forschungen am Vatnajökull auf Island und Studien über seine Bedeutung für die Vergletscherung Norddeutschlands. S.-A. aus: Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1912, Nr. 6. Berlin 1912.
- Über Bodenbewegungen auf Island. S.-A. aus: Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1912, Nr. 4. Berlin 1912.
- SPITALER, R.: Die Eiszeiten und Polschwankungen der Erde. Mit 3 Textfiguren. S.-A. aus: Sitzungsber. der kaiserl. Akademie d. Wissensch. in Wien, Math.-naturw. Kl., Bd. 121, Abt. IIa, November 1912. Wien 1912.
- V. STAFF, H.: Flaviatile Abtragungsperioden im südlichen Deutsch-Ostafrika. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 64, 1912, Mon.-Ber. Nr. 4. Berlin 1912.
- Die Alpengeologie auf dem XVIII. Deutschen Geographentage in Innsbruck, Pfingsten 1912. Wie vor, Nr. 6.

- V. STAFF, H.: Zur Morphogenie der Präglaziallandschaft in den Westschweizer Alpen. Wie vor, Abhandl. H. 1.
- Geschichte der Umwandlungen der Landschaftsformen im Fundgebiet der Tendaguru-Saurier. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Ges. naturf. Freunde, Berlin, Jahrg. 1912, Nr. 2b. Berlin 1912.
- Monographie der Fusulinen (Geplant u. begonnen von E. SCHELLWIEN †), Teil III: Die Fusulinen (Schellwienien) Nordamerikas. Mit 6 Tafeln u. 17 Textfig. S.-A. aus: Paläontogr. Beiträge zur Naturgeschichte der Vorzeit, Bd. 59. Stuttgart 1912.
- STEENHUIS, J. F.: Beiträge zur Kenntnis der Sedimentärgeschiebe in Niederland. S.-A. aus: Mitteil. aus dem Mineral. Geolog. Institut d. Reichsuniversität zu Groningen, Bd. II, H. 3, 1912.
- DE STEFANI, C.: Fisica terrestre e Geologia nell' ultimo cinquantennio speciale in Italia. S.-A. aus: Atti della Soc. Ital. per il Progr. d. Scienze, V Riunione. Roma 1911.
- STEINMANN, G.: Die Geologie an der Wiener Universität in den letzten 50 Jahren. Ein Blatt des Glückwunsches und des Gedächtnisses. Mit 2 Tafeln. S.-A. aus: Geolog. Rundschau, Bd. II, H. 5/6. Leipzig 1911.
- Über die Ursache der Asymmetrie der Wale. S.-A. aus: Anatomischer Anzeiger, Bd. 41, 1912. Jena 1912.
- Über Haliserites. S.-A. aus: Berichte über die Versammlungen d. Niederrhein. geol. Vereins 1911. Bonn 1911.
- STEVENS, N. E.: A Palm from the Upper Cretaceous of New Jersey. S.-A. aus: The Amer. Journal of Science, Bd. 34, 1912. New Haven 1912.
- TESCH, P.: Beiträge zur Kenntnis der marinen Mollusken im westeuropäischen Pliocänbecken. Mitteilungen der staatl. Bohrverwaltung in den Niederlanden, Nr. 4. Freiberg 1912.
- WALTHER, EMMA: Zur Erinnerung an Herrn Dr. FRIED. LANDWEHR, Bielefeld, geb. am 11. I. 66, gest. am 6. I. 1911. Elberfeld 1912.
- WANNER, J.: *Timorocrinus* nov. gen. aus dem Perm von Timor. Mit 5 Textfig. S.-A. aus: Zentralbl. Min 1912, Nr. 19. Stuttgart 1912.
- WICHMANN, A.: IMMANUEL KANT und die Hebung der Korallenriffe. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1912, Nr. 12. Stuttgart 1912.
- On rhyolite of the Pelapis Islands. S.-A. aus: Akademie der Wissenschaften zu Amsterdam. Proc. of the Meeting of Saturday September 28, 1912. Amsterdam 1912.
- WIELAND, G. R.: Note on the Dinosaur-Turtle analogy. S.-A. aus: Science, N. S., Bd. 36, 1912.
- WILLIAMS, M. Y.: Geology of Arisaig-Antigonish District, Nova Scotia. S.-A. aus: The American Journal of Science, Bd. 34, 1912. New Haven 1912.
- WILLISTON, S. W., Restoration of *Limnoscelis*, a Cotylosaur Reptile from New Mexico. S.-A. aus: The Amer. Journ. of Science, Bd. 34, 1912. New Haven 1912.
- North American Plesiosaurs: *Elasmosaurus*, *Cimoliasaurus* and *Polycotylus*. Wie vor, Bd. XXI, 1906.
- WUNSTORF, W.: Über Löß und Schotterlehm im Niederrhein. Tiefland. S.-A. aus: Verhandl. d. Naturhist. Vereins der preuß. Rheinl. u. Westf., Jahrg. 69, 1912.
- WURM, A.: Über *Rhinoceros etruscus* FALC. von Mauer a. d. Elsenz (b. Heidelberg). Mit 4 Tafeln u. 3 Textfig. S.-A. aus: Verhandl. d. Naturhist.-Medizin. Vereins zu Heidelberg, N. F., Bd. XII, H. 1. Heidelberg 1912.

- ZELNY, V.: Das Unterdevon im Bensberger Erzdistrikt und seine Beziehungen zu den Blei-Zinkerzgängen. Mit 4 Tafeln u. 8 Textbildern. Herausgegeben v. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt. Archiv f. Lagerstättenforschung, Heft 7. Berlin 1912.
- ZIMMERMANN, E.: Ist der lateinische Name des Vogtlandes richtiger Variscia oder Varistia zu schreiben? S.-A. aus: V. Bericht d. nordoberfr. Vereins f. Natur-, Geschichts- u. Landeskunde in Hof, erstattet im Mai 1909. Hof 1909.
- Das Obersilur an der Heinrichsthaler Mühle im Wetteratale bei Gräfenwarth. (Begleitwort zu der folgenden Abhandlung des Herrn TÖRNQUIST.) S.-A. aus: 53./54. Jahresber. d. G. v. F. d. N. in Gera. Gera 1912.
- Geologisches (vom Rennsteig). S.-A. aus: BÜHRING u. HERTEL: Der Rennsteig des Thüringer Waldes. Ruhla 1910. Hierzu eine geologische Karte vom Thüringer Wald.

Ortsregister.

Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.

A.	Seite
Aare, Granit	519, 527
Aargletscher, Os	69
Aarmassiv, Mineralfundort	502, 506
Abbeville, Artefakte	598
Abtragungsfäche, Kleinasien	252
Achenheim, Löß	588, 594
Acheul siehe St. Acheul.	
Adamello, Kontaktzonen	521
Adda-Tal, Tektonik	322
Adrara, Tektonik	322, 323
Afrika, Diamantlagerstätten	65
—, Dwyka	320
—, Glimmerlagerstätten	372
—, Jura	257
—, Kaokofeld	363
—, Karoo	320
—, Morphologie	212
—, Tertiär	66
Agäisches Zentralmassiv, Gebirgsbau	453
Ahrenshoop, Inselkern	416
Ahse, Talterrasse	181
Alaska, Glazialdiluvium	314
Alb, schwäbische, Morphologie	142
Albanien, Gebirgsbau	440, 447
Alexandros, Geologie	579
Allendorf, Tektonik	564
Aller, Salzlager	556, 560, 563
Alpen, Diluvium	579, 590
—, Flysch	528
—, Gesteinsmetamorphismus	510, 611
—, Glazialgeologie	310
—, Gletscher	502
—, Glimmergneis	616
—, Hebungen	314
—, Lias	583
—, Mineralfundorte	501
—, Morphologie	1

	Seite
Alpen, Nephrit	19
—, Oser	69
Alpiden, Gebirgsbau	468
Altdarß, altes Kliff	416
Altenessen, Diluvium	169
—, Interglazial	180
Altenhagen, Kreide	343
Altmühl, Talbildung	130, 173
Alvenslebener Höhenzug, Löß	586
Amiens, Artefakte	580, 598
Anatolien, Neogenbecken	59
Anden, junge Hebungen	512
Andermatt, Metamorphismus	511
Andernach, Diluvialfauna	582, 594
Antigoriotal, Tektonik	220
Apenninen, Lias	583
Apenrader Föhrde, Os	345
Apolda, Diluvium	320, 321, 323, 294
—, Travertin	294
Argolis, Gebirgsbau	444
—, Trias	561, 563
Argolische Küsteninseln, Geologie	530
Ariège, Terrassen	595
Arkona, Kreide	408
Armenien, Fusulinellenkalk	551
Asse, Tektonik	383
Attika, Gebirgsbau	444, 449
—, Geologie	438
—, Trias	542
Australien, Tektonik	233
Azoren, Gesteine	476

B.

Badenweiler, Metamorphose	526
Balgheim, Talbildung	143
Baltischer Höhenrücken, Eisrandlage	421
Bamberg, Morphologie	198
Basel, Hochterrasse	585

	Seite
Baumgarten, Saccharit . . .	574
Bausenhagen, Talterrassen . .	159
Bayerischer Wald, Gebirgs- bau	471
Bayern, Flysch	528
—, Morphologie	81
Becken von Münster, Di- luvium	156
— — —, Tektonik	479, 480
— — —, Turon	341
Bellinzona, Metamorphismus .	511
Belzig, Interglazial	333
Benkendorf, Ostracoden . . .	337, 341
Benediktenwand, Flysch . . .	528
Bergbahn, Metamorphose . . .	611
Bergisches Land, Mitteldevon .	389
Berlin, Artefakte	186
—, Faulschlammkessel	17
Bessin, Alluvium	278
Bielefeld, Grundwasser . . .	245
Biewende, Kreide	343
Bilzingsleben, Interglazial . .	342
Binnental, Mineralfundort . .	507
Birsigtal, Hochterrasse . . .	585
Blankenstein (Ruhr), Glazial- diluvium	160
Blautal, Talbildung	129
Bleicherode, Salzlagér	567
Bochum, Diluvium	163
—, Talterrassen	159
Bohlen, Oberdevon	537
Boimstorf, Senon	374
Bolivia, junge Hebungen . . .	512
Bommern, Talterrassen	159
Bonin, Postglazial	423
Boppard, Diluvium	43
Borgholzhausen, Verwerfung .	246
Boryslav, Steinsalz	426
Bosnien, Trias	561, 449
Bottendorf, Ostracoden . . .	341
Bottrop, Interglazial	180
—, Kreide	32
Brackwede, Grundwasser . . .	247, 250
Brambach, Metamorphose . . .	523
Braunschweig, Gebirgsbau . .	470
—, Senon	375
Brenner, Quarzite	569
Brilon, Oberdevon	538
Bromberg, Gebirgsbau	467
Brunsbüttel, Alluvium	140
Bryantgletscher, Zunge	504
Büdingen, Basaltdurchbrüche .	111
Bühlach, Oligocän	63
Bünde i. Westf., Lias	125

	Seite
Burgbrohl, Diluvium	201
Buttelstedt, Diluvium	319
Buttstädt, Diluvium	313

C.

Canaren, Gesteine	476
Capens, Terrassen	596
Cap Finistère, Brandungs- formen	509
Capverdeninseln, Gesteine . .	429, 476
Casalcomba, Lias	595
Cascade Range, Morphologie .	55
Castrop, Präglazial	159
Caub, Terrassen	35
Celebes, Tektonik	226
—, Umrißform	126, 512
—, Umrißform und Tektonik .	266
Chambéry, Diluvium	315
Cherio-Tal, Tektonik	322
Chideru, Dyas	626
Chile, junge Hebungen	512
China, Tektonik	515
Ciruela, Nephelinbasanit . . .	462
Combe Capelle, Artefakte . . .	600
Como-See, Tektonik	322
Côte d'or, Lias	583
Cranz, Diluvium	5
Crengeldanz, Präglazial . . .	159
Creuzburg, Diluvium	306
Cuxhaven, Alluvium	140

D.

Dachsberg bei Mörs, Diluvium .	201
Dahnsdorf, Interglazial . . .	333
Dalmatien, Gebirgsbau . . .	443, 447
Dammersfeld, alte Landober- fläche	116
Dänemark, alluviale Ostra- coden	342
Daressalaam, Glimmer	372
—, Jura	257
Darß, Stromverlegung	416
Dauphiné, Morphologie	60
Dellwig, Diluvium	175
Deutschland, Gebirgsbau . . .	466
Deutsch-Ostafrika, Glimmer .	372
—, Jura	257
—, Kreide	209
—, Morphologie	212
Deutsch-Südwestafrika, Diamanten	65
—, Kaokofeld	363

	Seite
Deutsch-Südwestafrika, Tertiär	66
Dieckholzen, Salzstock	557
Dinariden, Gebirgsbau	464
Dingden, Zechsteinsalze	29
Dinslaken, Verwerfungen	28
Dobranka, Nephelintephrit	460
Dokos, Geologie	532
Doldenhorn, Jura	547
Dolgen, Os	85
Donau, Talbildung	110
Donauwörth, Talbildung	131
Dordogne, Artefakte	600, 602
Dorm, Senon	383, 386
Dornbusch, junge Bodenbewegungen	278
Dortmund, Diluvium	155
Dortmund-Emskanal, Inter-glazial	181

E.

Ebbegebirge, Mitteldevon	389, 393
Eckartsberga, Diluvium	312, 320
Egertal, Morphologie	180
Edge, Gebirgsbau	478
Ehingen, Talbildung	153
Ehrenberg, Basaltdurchbruch	116
Ehringsdorf, Diluvium	318, 594, 602
—, Löß	517
Eichenberg, Tektonik	563
Eichstädt in Bayern, <i>Pterodactylus</i>	493
—, Talbildung	130
Einigkeit, Tektonik	386
Eisenach, Diluvium	307
Elba, Mylonit	616
Emscher, Diluvium	155
Engelberg, Metamorphismus	511
Enkeberg, Oberdevon	538
Ennigloh, Lias	126
Epirus, Gebirgsbau	440
—, Lias	581, 607, 613
Erstfeld, Gneis	527
Eschach, Talbildung	157
Essen, (Ruhr), Kreide	31, 32
—, Talterrassen	159
Estland, Postglazial	14
Euböa, Gebirgsbau	438, 447, 451
—, Trias	542

F.

Faulenbachtal, Talbildung	143
Färnigen, Metamorphismus	511

Felbertal, Talbildung	311
Fennema-Gebirge, Tektonik	268
Fichtelgebirge, Metamorphose	523, 526
—, Oberdevon	539
Finkenwalde, Kreide	343, 408
Finnland, Oser	82, 102
Finse, Dynamometamorphose	611
Finsteraarhorn, Decken	548
Five Islands, Salzstöcke	567
Flammenmergel, Bielefeld	247
Flechtlinger Höhenzug, Löß	586
Fonsorbes, Diluvialmensch	597
Formosa, Erdbeben	5
Frankenjura, Morphologie	81, 193
Frankenstein, Nickelerzlagerstätte	568
Frankfurt a. d. O., Interglazial	333
Fränkische Alb, Morphologie	305
Frankreich, Diluvium	588
—, Lias	583
—, Löß	588
—, Palaeolithicum	595
Franzfontein, Geologie	365
Freden, Glazialdiluvium	291
Freudenstadt, Talbildung	157
Fulda, Basaltdurchbrüche	110, 116

G.

Gadderbaum, Jura	246
Galizien, Steinsalz	426
Garonne, Terrassen	578, 595
Gasterntal, Überschiebung	548
Gattendorf, Oberdevon	539
Geba, Basaltdurchbruch	116
Geldern, Miocän	203
Gellen, Alluvium	278
Gelnhausen, Verwerfungen	113
Gelsenkirchen, Diluvium	163
—, Kreide	32
— -Schalke, Alluvium	178
Gerstungen, Diluvium	310
Gjerner, Os	345
Gläserndorf, Serpentinzug	568
Glatt, Talbildung	158
Glatz, Glazialdiluvium	488
—, Nickelerzlagerstätte	568
Glentorf, Senon	374
Glietzig, Tertiär	55
Görlitz, Braunkohle	310
Gotha, Diluvium	299
Gottesberg bei Hundelshausen, Tektonik	563, 564, 565

	Seite
Gotthard, Gneis	527
—, Kontaktzonen	522
—, Metamorphismus	511
Göttingen, Tektonik	586
Grabeloh, Endmoräne	164
Gräfentonna, Diluvium	299, 300, 302
Greifswald, Gebirgsbau	479
—, Hauptversammlung	405
—, Litorinafauna	12
Griechenland, Gebirgsbau	437
—, Geologie	530
—, Jura	581
—, Magnesit	572
Griefstedt, Diluvium	299
Grimmen, Jura	408
Grindelwaldgletscher	69
Grinnelland, Gletscher	503
Gronau i. Hannover, Gletscher	288
Grönland, Gletscher 489, 502,	503
Großalmerode, Verwerfungen	113
Gr. Borkenhagen, Tertiär	57
Großer Dollmar, alte Land- oberfläche	118
Grossenlöder, Basaltdurch- brüche	110
Gr. St. Bernhard, Metamorphismus	518
Groß-Vargula, Diluvium	302
Grubenvorst, Oligocän	206
Gültz, Postglazial	423

H.

Haarstrang, Gebirgsbau	480
Haberslund, Os	345
Haff, Jura	408
Hagen i. Westf., Diluvium	155
Hagstöcken, Mineralfundort	502
Hahnberg, Rhön, Basalt- durchbruch	116
Halbammer, Flysch	528
Halberstadt, Dinosaurier	2
—, Gebirgsbau	479
Halle, Löß	517
Hamburg, Diluvium	130
Hameln, Diluvium	241, 287
Hamm i. W., Talterrasse	181
Hannover, Artefakte	186
—, Gebirgsbau	470
—, Löß	586
—, Salzstöcke	556, 567
—, Wealden	260

	Seite
Harburg, Glimmerton	138
Hardanger, Dynamometamor- phose	610
Harz, Galeritenschichten	343
—, Gebirgsbau	471, 478
—, Nephrit	19
Harzvorland, Senon	383
Hecklingen, Löß	517
Hehlen, Flußterrassen	267
Heidenheim, Talbildung	153
Heiligendorf, Senon	375
Heimbach, Talbildung	157
Heisingen, Pliocän?	174
Heldburg, Basaltdurchbrüche	111
Helgoland, Salzstock	557
Hellas, Gebirgsbau	437
Hellweger Tal, Diluvium	164
Herbede, Glazialdiluvium	160
Herdecke, Talterrassen	158
Herne, Diluvium	169, 175
—, Interglazial	180
Herongen, Oligocän	206
Herzberg a. Harz, Diluvium	277
Heßler, Diluvium	175
—, Interglazial	181
Heuscheuergebirge	488
Hiddensöe, junge tektonische Bewegungen	278
Hildesheimer Wald, Salzstock	557
Hilgershausen, Tektonik	565
Hils, Gebirgsbau	477
Hinterpommern, Osar	102
—, Postglazial	419
—, Tertiär	52, 408
Hohenpeißenberg, Oligocän	63
Hohen Sprenz, Os	85
Hohensyburg, Talterrassen	158
Hof, Metamorphose	523, 524
Hofkirchen, Löß	585
Holland, Gebirgsbau	471
Holzminden, Taldiluvium	275
Höngeda, Terrassen	305
Hörde, Diluvium	155
—, Endmoräne	166
—, Löß	179
Hörschel, Diluvium	306
Höttingen, Interglazial	315
Höxter, Diluvium	288
Hülserberg, Diluvium	201
Hundelshausen, Tektonik	556, 563, 564, 567
Hundisburg, Artefakte	186, 593, 594
Hundskopf, Nephelinbasanit	462

	Seite		Seite
Hundsteig, N.-Ö., Diluvial- fauna	580	Khan-Tengri, Gletscher . . .	504
Hünfeld, Basaltdurchbrüche .	110	Kiel, Postglazial	424
Hüttengesäß, Verwerfungen .	113	Kilwa Kiwindje, Kreide . . .	209
Hut trop, Pliocän?	174	— —, Saurier	214
Hydra, Geologie	530, 544	Kindelbrück, Interglazial . .	342
I. J.		Kiturika, Jura	214
Jabi, Dyas	626	Kleinasien, Gebirgsbau . . .	465
Jagst, Morphologie	167	—, Neogenbecken	59, 250
Jakobshagen, Os	83	Klemmen, Jura	408
Jasmund, Kreide	408	Klettwitz, Braunkohle . . .	306
—, Küste	419	Kocher, Morphologie	167
Java, Tektonik	235	Kongo, Lualabaschichten . .	321
Jena, Diluvium	325, 329	Kongsnut, Mylonit	616
Ilm, Diluviale Ostracoden . .	341	Königshütte, Tektonik . . .	563
—, Diluvium	317, 607	Königslutter, Senon	375
—, Travertin	294, 607	Kopariwalli, Dyas	626
Itten, Kreide	343	Körbisdorf, Löß	517
Imfeld, Mineralfundort . . .	507	Korfu, Gebirgsbau	441
Indien, Dyas	581, 615	—, Lias	611
Ingramsdorf, Kontaktgesteine	26	Korinthischer Golf, Gebirgs- bau	462
Innsbruck, Hebungen	310	Kork Creek, Basalt	462
Ionische Inseln, Gebirgsbau	440	Körner, Diluvium	302
Jordansmühl, Nephrit	22	Korsika, Strandlinien	314
Iseo-See, Tektonik	322	Kosemitz, Serpentin	568
Island, Diluvium	68	Köslin, Postglazial	420, 423
—, Erdbeben	474	Krange, Diluvium	175, 176
Ith, Gebirgsbau	477	Krapina, Diluvialmensch . . .	594
Jüchsen, Pliocän	281	Kray, Diluvium	160, 163
Jura, Gebirgsbau	477	—, Talterrassen	160
—, Morphologie	55	Krems, Diluvialfauna	580
Ivreazone, Tektonik	547	Kreta, Gebirgsbau	438, 464
K.		Kreuzburg, Diluvium	307
Kadzielnia, Oberdevon	540	Kuhgrund, Interglazial . . .	154
Kahla, Diluvium	327	Kundelungugebirge, Ecce- schichten	321
Kahlenberg, Kreide	246	Kunitz, Diluvium	323
Kaiser-Wilhelm-Kanal, Di- luvium	149	Kurische Nehrung, Diluvium .	5
—, Postglazial	424, 426	Kurisches Haff, Litorinafunde	7
Kalifornien, junge Meeres- schwankungen	505	Kykladen, Gebirgsbau	447
Kamen, Diluvium	155	Kyvotos, Geologie	532, 580
Kamm, Jura	408	L.	
Kaokofeld, Geologie	363	Labes, Tertiär	57
Karnitz, Os	108	La Ferrassie, Artefakte . . .	603
Katanga, Dwyka	320	Lalande, Terrassen	596
Kelheim, Talbildung	137	La Micoque, Artefakte	602
Kephallenia, Gebirgsbau . . .	441	Landsberg a. d. W., Ostracoden	339
Keßlerloch, Diluvialmensch .	594	Langendreerholz, Endmoräne	164
Kettwig, Diluvium	164	Langensalza, Diluvium	302, 305
		Lange Rhön, Basaltdurch- bruch	116

	Seite
Lannemezan, Schotter . . .	596
Langer Berg, Os . . .	108
La Palma, Gesteine . . .	396, 422, 428, 457, 458, 475
Lappland, Kakirit . . .	515
La Rochette, Artefakte . . .	600
Laudenbach, Tektonik . . .	563
Lauenburg, Alluvium . . .	154
Lauingen, Senon . . .	375
Laussel, Artefakte . . .	600, 603
Lauterbach, Mischgneise . . .	27
Leimitz, Metamorphose . . .	523
Leinetal, Tektonik . . .	556, 564
Leine, Diluvium . . .	288, 291
Leitzach, Flysch . . .	528
Le Moustier, Artefakte . . .	600
Lengerich, Turon . . .	342
Lennep, Mitteldevon . . .	389
Lenzkirch, Metamorphose . . .	526
Leuka-, Lias . . .	612
Leukerbad, Überschiebung und Quellen . . .	547
Ligurien, Nephrit . . .	18
Lindi, Saurier . . .	214
Lippetal, Diluvium . . .	155
—, Talterrasse . . .	181
Lombardei, Tektonik . . .	322, 488
Lone, Talbildung . . .	153
Lötschbergtunnel, Kontakthof . . .	547
Louisiana, Salstöcke . . .	557, 567
Lüdenscheld, Mitteldevon . . .	393, 395
Ludwigshöhe, Turon . . .	350
Luino, Metamorphismus . . .	511
Lukmanier, Metamorphismus . . .	511
Lüneburg, Kreide . . .	343
—, Salzstock . . .	560
Lütjenbornholt, Alluvium . . .	149
Lützensömmern, Diluvium . . .	299
Lyskamm, Morphologie . . .	15

M.

Maas, Oligocän . . .	206
Madeira, Gesteine und Aufbau . . .	344
Maderanertal, Mineral- fundort . . .	502, 506
Magdala, Diluvium . . .	318
Magdeburg, Alluvium . . .	141
Magdeburger Börde, Löß . . .	516, 589
Mähren, Diluvialfauna . . .	581
Makonde, Morphologie . . .	216
Mansfeld, Diluvium . . .	341
Marienhede, Mitteldevon . . .	393
Mark, Talterrasse . . .	181

	Seite
Massow, Os . . .	107
Matterhorn, Morphologie . . .	12, 15
Maua, Diluvium . . .	327
Mazedonien, Magnesit . . .	572
Mechtenberg bei Kray, Schotter . . .	161
Meckinghofen, Interglazial . . .	181
Mecklenburg, Oser . . .	85
—, Ostracoden . . .	343
Meinerzhagen, Mitteldevon . . .	390, 393
Meiningen, Schotter . . .	117
Memel, Litorinafunde . . .	6
Memleben a. d. Unstrut, Ostracoden . . .	340
Menden i. Westf., Diluvium . . .	155
Metternich, Diluvialmensch . . .	594
Mexiko, junge Meeresschwankungen . . .	505
Mihla, Diluvium . . .	307
Milseburg, Graben . . .	120
Minden, Diluvium . . .	285
Mississippi, Salzlager . . .	558
Mittelrhein, Diluvium . . .	38
—, Terrassen . . .	38
Moën, Gebirgsbau . . .	479
Molengraafgebirge, Tektonik . . .	268
Mönchgut, Windwirkung . . .	416
Montblanc, Granit . . .	519
—, Morphologie . . .	11
Monte Gargano, Gebirgsbau . . .	440
Mt. Rosa, Morphologie . . .	15
Montrégeau, Terrassen . . .	595, 596
Moorsee, Ostracoden . . .	343
Mörs, Diluvium . . .	201
Mosel, Diluvium . . .	46
Moys, Braunkohle . . .	310
Muhldorf, Tertiär . . .	57
Münchberger Gneisplatte, Metamorphose . . .	526
Münster, Becken von, Gebirgs- bau . . .	471, 480
—, —, Löß . . .	179
—, —, Turon . . .	341, 342
Munzingen, Diluvialmensch . . .	594
Museums-Insel, Berlin, Faul- schlammkessel . . .	17

N.

Naab, Talbildung . . .	222
Nagold, Talbildung . . .	158
Naugard, Os . . .	97, 102, 108
Naumburg, Diluvium . . .	312, 320

	Seite
Naumburg, Löß	517
Naxos, Gebirgsbau	455
Nebra, Diluvium	320
Neckar, Talbildung	156, 160
Nehrung, Kuhrische, Diluvium	5
Neuendorf-Plogshagen, Alluvium	278
Neu-Guinea, Tektonik	227
Neuhaldensleben, Löß	586
Neu-Kaledonien, Nickelerz- lagerstätte	568
—, Tektonik	227
Neu-Seeland, Tektonik	227
Neuwieder Becken, Diluvium	45
Niagara, Erosion	553
Niederhessen, Ekzeme	556
—, Tektonik 556, 563, 564, 567	
Niederkalifornien, junge Meeresschwankungen	505
Niederlausitz, Braunkohle	306
Niederösterreich, Diluvium	589
Niederrhein, Diluvium	233
—, Gebirgsbau	471
—, Kalisalze	28
—, Löß	516
—, Tertiär	203
Niederrheinisch- Westfälischer Industrie- bezirk, Diluvium	155
Niederschlesien, Granit	24
Niemegk, Diluvium	334
Nimptsch, Mischgneise	27
Noppen, Eruptionsschlot	122
Norddeutschland, Eiszeiten	580
—, Hebungen	310
—, Löß	589
—, Moränen	408
—, Oser	77
Nordfrankreich, Löß	588, 589
Nördlingen, Morphologie	173
Nordschleswig, Os	345
Nordsee, Litorinafunde	11
Norwegen, Gletscher	494
O.	
Oberbayern, Flysch	528
—, Oligocän	63
Oberbrügge, Mitteldevon	393
Oberfränkisches Becken, Morphologie	193
Oberhausen, Diluvium	175, 179
—, Menschenschädel	185
Oderbank, Litorinafunde	14

	Seite
Öding, Turon	342
—, Zechsteinsalze	29
Ogljo-Tal, Tektonik	322
Oldesloe, Ostracoden	340
Ortler, Morphologie	63
Osning, Jura	246
Ostafrika, Inselberge	318
—, Jura	257
—, Kreide	209
—, Morphologie	212
—, Saurier	212
Ostalpen, Metamorphose	611
—, Morphologie	63
Ostasien, Tektonik	233
Osterode a. H., Diluvium	277
Österreich, Diluvium	589, 594
Osterwald, Wealden	260
Ostschweiz, Morphologie	60
Ostsee, Kalklösungsformen	495
—, Litorinafauna	6
—, Postglazial	419
—, Senkungen	409, 413
Ostpreußen, Diluvium	591
—, Litorinafauna	5
Ötztal, Morphologie	63

P.

Pachschallern, Decken- schotter	585
Para, Morphologie	215
Pegnitz, Talbildung	209
Peißenberg, Oligocän	63
Peloponnes, Carbon	530
—, Gebirgsbau	440
Penninische Alpen, Morphologie	4
Périgord, Artefakte	600
Peru, junge Hebungen	512
Pettas, Geologie	532, 572
Pfahl, Gesteine	514
Phoeben, Artefakte	186
Pinsaguel, Terrassen	596
Plänerkalk, Bielefeld	247
Platia, Geologie	532, 580
Platonisi, Geologie	580, 532
Plönesee, Postglazial	424
Polen, Gebirgsbau	467
Poluisches Mittelgebirge, Oberdevon	540
Pommern, Gebirgsbau	479
—, Geologie	405
—, Morphologische Karte	108
—, Oser	83

	Seite
Pommern, Tertiär	52
v. Postgletscher, Ablation	489
Porta Westfalica, Glazial- diluvium	245
— —, <i>Mariopteris</i>	262
Porto Santo, Gesteine	480, 481, 490
Portugal, Lias	595, 603
Predazzo, Kontaktzone	521
Předmost, Diluvium	579, 581, 594
Prerow-Strom, Strom- verlegung	416
Prim. Talbildung, Strom- verlegung	143
Prisannowitz, Os	85
Purmallen, Postglazial	425
Prütznow, Tertiär	56
Pyrenäen, Diluvium	596
Pyritz, Postglazial	420, 421

Q.

Quarles-Gebirge, Celebes, Tektonik	274
---	-----

R.

Radautal, Nephrit	19
Rederangsee, Ostracoden	343
Regatal, Diluvium	52
Regensburg, Talbildung	223
Regenwalde, Oser	102
Remscheid, Mitteldevon	389
Rhein, Diluvium	200
—, diluviale Verwerfungen	349
—, Löß	588, 589
—, Talbildung	111
—, Terrassen	35
Rhein-Herne-Kanal, Diluvium	155, 610
Rheinisches Schiefergebirge, diluviale Verwerfungen	349
— —, Senkung	33
— — siehe auch Niederrhein und ähnliches.	
Rhens, Diluvium	44
Rhön, Verwerfungen, Alter	109
Rhônegletscher, Os	85
Ries, Morphologie	173, 305
Rieseberg, Tektonik	386
Riesengebirge, Morphologie	14
—, Schneerippelmarken	493
Riga, Litorinafauna	15
Rinteln, Diluvium	290

	Seite
Röhlinghausen, Diluvium	163
Römhild, Nephelinbasanit	461
Roßberg, Nephelinbasalt	461
Roßleben, Ostracoden	341
Rotenkrug, Os	345
Rotes Becken, China, Tektonik	515
Rotthausen, Diluvium	164
Rügen, Gebirgsbau	479
—, junge Bodenbewegungen	278
—, Kreide	343, 405, 408, 409
—, Küsten	418
Ruhr, Diluvium	155
—, Terrassen	157
Rumänien, Erdbeben	474
—, Gebirgsbau	469

S.

Saale, Diluvium	325, 294
Saalfeld, Diluvium	326
—, Oberdevon	537
Sachsen, Löß	586
Salt Range, Dyas	616, 624, 625, 627
Salzgebirge, indisches, s. Salt Range	
Salzgitter, Galeritenschichten	343
Salzkammergut, Salzlager- stätten	556
Salzkette, indische, s. Salt Range	616, 624, 625
St. Acheul, Diluvium	580, 588
St. Goar, Terrassen	38
St. Vincente, Gesteine	429
Säntis, Moustérien	594
São Vicente, Gesteine	429
Sarkau, Diluvium	5
Saßnitz, Küste	419
Sauerland, Mitteldevon	389
Scharfenberg, Os	108
Schlesien, Löß	586
—, Nephrit	21
—, Nickelerzlagerstätte	568
Schleswig, Os	345
Schliersee, Flysch	528
Schmiechatal, Talbildung	152
Schneekoppe, Morphologie	14
Schulau, Alluvium	154
Schwaben, Morphologie	81
Schwäbische Alb, Morphologie	142
— —, Diluvium	594
Schwarzwald, Metamorphose	524, 526
—, Morphologie	155

	Seite
Schweden, Alluviale Ostracoden	342
—, Rückschreiten des Eises	553
Schweiz, Artefakte	594
—, Mineralfundort	507
—, Morphologie	1, 60, 317
—, Sedimentation in Seen	553
Schweizerbild, Diluvialfauna	582, 594
Schwerte, Talterrassen	158
Sellin, Kreide	408
Selvageninsel, Gesteine	476
Semenowgletscher, Steilabsturz	504
Senne, Grundwasser	250
Setsjuan, Tektonik	515
Siebenbürgen, Salzlager	567
Silligsdorf, Os	108
Simplon, Tektonik	218, 545
Sirgenstein, Diluvialfauna	582, 594
Skandinavien, Alluviale Ostracoden	342
—, Dynamometamorphose	610
—, Gletscher	494
—, Rückschreiten des Eises	553
—, Überschiebung	611
Soest, Diluvium	164
Solenhofen, <i>Pterodactylus</i>	492
Somme, Artefakte	598
—, Terrassen	601
Sonnaz, Diluvium	315
Sonnenstein, Talterrassen	158
Sparbrod, Basalt	462
Spitzbergen, Gletscher	489, 503
Sporaden, Gebirgsbau	444
Stadtlohn, Turon	342
Staßfurt, Löß	517
—, Salzstock	556, 563
Stavronisi, Geologie	531, 574, 575
Steiermark, Morphologie	316
Steinhuder Meer, Salzstöcke	562, 567
Stellerskuppe, Nephelinbasanit	461
Stettin, Kreide	343, 408
Stettiner Haff, Postglazial	425
— —, Senkungen	413
Stiepel, Glazialdiluvium	160
—, Pliocän?	174
Stoppenberg, Talterrassen	159
Straelen, Miocän	203
Stralsund, Uferterrassen	419
Stramehl, Tertiär	57
Strangenberg, Verwerfungen	350

	Seite
Strehlen, Mischgneise	27
Streitberg, Granit	24
Strelasund, Senkungen	413
—, Uferterrassen	419
Striegau, Granit	24
Stubbenkammer, Küste	419
Stuttgart, Diluvialtorf	342
Süchteln, Oligozän	206
Südafrika, Dwyka	320
—, Primärformationen	367
Südamerika, junge Hebungen	511
Süddeutschland, Morphologie	81, 90, 305
Südlohn, Turon	342
Südwestafrika, Diamantlagerstätten	65
—, Kaokofeld	363
—, Tertiär	66
Sunda-Archipel, Tektonik	235, 514
Süßenborn, Ostracoden	341

T.

Tahiti, Alkalitiefengesteine	474
Taubach, Diluvium	318, 594, 602, 607
—, Pariser	516
—, Travertin	294
Tauern, Talbildung	311
Taurus, Gebirgsbau	543, 437, 448, 465
—, Gesteine	476
—, Tektonik	543
Tegelen, Diluvium	201
Tegernsee, Flysch	532
Tendaguru, Saurier	212
Teneriffa, Ergußgesteine	475
—, Gesteine	428
Tennstedt, Diluvium	300, 302
Tessiner Alpen, Morphologie	5
—, Gneis	527
Tete-Becken, Carbon	262
Tetschen, Basalt	462
Teutoburger Wald, Gebirgsbau	471
— —, Grundwasser	245
Teutschental, Salzstock	567
Texas, Salzstöcke	567
Thiede, Löß	590
Thüringen, Diluvium	299, 516
—, Löß	516
—, Oberdevon	537
Thüringer Wald, Gebirgsbau	471
Tianschan, Glazialbildungen	314

	Seite		Seite
Tirol, Diluvium	319	Wallis, Granitintrusionen	223
Tonna, Diluvium	299	—, Morphologie	4, 40
Torneträsk, Kakirit	515	Wallnow, Turon	350
Torrenthorn, Falten	548	Waltrop, Interglazial	181
Toulouse, Diluvium 595, 596, 597		—, Talterrasse	182
Trienendorf, Talterrasse	159	Wanfried, Diluvium	306
Treffurt, Diluvium	306, 307	Warcha, Dyas	624
Trikeri, Geologie 531, 574, 577		Warnemünde, Litorinafunde	12
Tsingri, Geologie	558, 565	Wasserkuppe, Basaltdurchbruch	116
U.		Weddingen, Galeritenschichten	343
Ückendorf, Diluvium	163	Wegeleben, Artefakte	186
Uckermark, Turon	350	Weimar, Diluvium	313, 319, 594, 607
Uichteritz, Interglazial	342	—, Ostracoden	341
Ulm, Talbildung	110	—, Travertin	294
Uluguru, Glimmer	372	Weißenfels, Interglazial	342
—, Morphologie	215	Weitmar, Glazialdiluvium	160
Ungarn, Lias	583	Wellheim, Trockental	133
Unna, Diluvium	155, 163	Wengern, Talterrasse	159
Unstrut, Diluvium	299	Wepritz, Ostracoden	339
—, Ostracoden	341	Werra, Diluvium	306
—, Terrassen	305	—, Mastodon	281
Upsala, Litorinafunde	13	—, Tektonik	563
Usambara, Glimmer	372	Wesel, Zechsteinsalze	29
—, Morphologie	215	Weser, Diluvium	308
Usedom-Wollin, Diluvialkerne	417	—, Talbildung	233, 265
V.		Westalpen, Metamorphose	610
Vacha, Basaltdurchbrüche	111	Westfalen, Diluvium	155, 610
Val Cavallina, Tektonik	322	—, Turon	341
Val Camonica, Tektonik	323	Weyhers, Basaltdurchbruch	16
Val de Bagnes, Morphologie	10	Wiek bei Greifswald, Litorinafunde	12
Vall' Adrara, Tektonik	322	Wiesent, Talbildung	209
Verbeek-Gebirge, Tektonik	271, 275	Wilhelminensglück, Braunkohle	306
Vereinigte Staaten, Strandlinien	507	Winterhude, Diluvium	130, 142
— —, Strandterrasse	507	Winterswyk, Zechsteinsalze	29
Vernagtferner, Längsprofil	500	Wipperfurth, Mitteldevon	392, 393
Vierwaldstättersee, Metamorphismus	510	Witten, Diluvium	155
Virgal, Dyas	616, 626	—, Talterrasse	159
Vitte, Alluvium	278	Wittow, Küste	419
Vitzenburg, Diluvium	323	Witzenhausen, Tektonik	564
Vogelsberg, Verwerfungen	113	Wollin, Kreide	408
Voglans, Diluvium	315	Wolitz, Postglazial	421
W.		Wörnitz, Talbildung	173
Wachberg bei Baumgarten, Saccharit	574	Wunsiedel, Metamorphose	523
		Württemberg, Lias	583
		—, Morphologie	81
		Wurow, Tertiär	53
		Wutach, Talbildung	112

X.		Seite		Seite
Xanten, Zechsteinsalze . . .	29		Zante, Gebirgsbau	441
			Zarnglaff, Jura	408
			Zermatter Tal, Morphologie .	15
			Zickerniß, Mündungsverlage- rung	416
Z.			Zillertal, Morphologie	63
Zabrze, Tektonik	563		Zobten, Granit	24
Zachower Berge, Tertiär . .	57		—, Nephrit	21
Zambesi, Carbon	262			

Sachregister.

Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.

A.	Seite		Seite
Aalbach-Verschiebung	530	Alt-Diluvium	423
Aaregranit	519, 522	Altpalaeolithicum	578
Abbildungskrystallisation	556	Amaltheen-Schichten, Bünde i. W.	125
Ablation	489, 490, 498	<i>Amaltheus margaritatus</i>	125
<i>Abies pectinata</i>	131, 146	<i>Ammonites comensis</i>	611
Abkühlung der Erde	553	— <i>kammerkarensis</i>	593
Abrasionsfläche, vorbasal- tische	118	— <i>subcarinatus</i>	593
Absonderung, kugelig-scha- lige, Madeira	478	— <i>Valdani</i> , Pommern	408
Absorptionskonstante des Eises	497	Amphibolit, Alpen	522
Abtragungsperioden, Ost- afrika	212	—, Taurus	476
Abzapfung von Flußtalern	112	Analysen von Dolomit	576
<i>Acer</i> sp., subfossil	131	— — Effusivgesteinen	451, 459
Achatmandeln, Kaokofeld	370	— — Ganggesteinen	458
Achenschwankung	590	— — Gesteinen 399, 408, 415, 428	
Acheuléen	579, 593, 594, 599, 601, 604	— — Marmor	572
<i>Achilleia</i>	593	— — Tiefengesteinen	456, 457
Adriatisch-Ionische Zone	440	<i>Anarcestes</i>	609
Adsorptionsvorgänge	576	Anatas, Aarmassiv	502
<i>Agassicerias</i>	597	<i>Ancylus fluviatilis</i>	409
Agirinaugit, Madeira	488	— <i>lacustris</i>	191
Akkommodations-Faltung	478	<i>Ancylus</i> -Zeit, Hamburg	140
Akkumulations-Terrassen, Lombardei	325	—, Kulturstufen	606
Albit, Aarmassiv	506	—, Pommern	422
Albüberdeckung	206	Andalusit, Alpen	519
<i>Alethopteris Huttoni</i>	262	Andesitbasalt, Analyse	460
Alkaligesteine	474	Angiospermenperiode	263
Allendorf-Küntroper Mulde	390	Angulatenhorizont, Lombardei	333
Alluvium, Bielefeld	249	Anlandung, Ostsee	414
—, Gliederung	423	Antigoriogneis	221
—, Hamburg	130, 138	<i>Aphyllites</i>	609
—, Niederrhein-Westfalen	177	Aptien, Ostafrika	211, 215
—, Weser	237	Aquitaniern, Griechenland	452
Alpengeologie	310	<i>Arianta arbustorum</i>	189
Alpiden	468	<i>Arietites</i>	592, 597
		Armorikanisches Gebirge	468
		Arollagneis	546
		Artefakte, Interglazial	168, 183
		—, stratigr. Stellung	598, 600
		—, Westfalen 168, 174, 178, 183	
		As siehe Os.	

C.	Seite
Calceola-Schiefer, Sauerland	396
Caldera	356, 359
Caledoniden, Norddeutschland	468
Caledonische Diskordanz	468
— Faltung	468
<i>Callipteris Martinsi</i>	263
Campignien, Westfalen	178, 185
<i>Camptonectes</i>	210
Camptonit, Madeira	410
<i>Camptothecium nitens</i>	131
<i>Candona balatonica</i>	334
— parallela	334
— protzi	334
Carbon, Argolis	567
—, Griechenland	530, 531, 539, 567, 445
—, Simplon	220
—, Tödi	519
Carbonflora, Zambesi	262
<i>Carex</i>	131, 169
<i>Carpinus betulus</i>	146
<i>Carychium minimum</i>	190
Celebesmolasse	243
Cenoman, Flora	263
—, Ruhrkohlenbecken	31
<i>Centroceras oxyacantha</i>	538, 543
<i>Ceratites bosnensis</i>	571
<i>Cervus Browni</i>	198
— canadensis	196
— elaphus	288, 167, 183, 196, 598, 599
— —, Vall' Adrara	326
— euryceros	167, 183
— tarandus	183, 198
<i>Cetiosaurus</i>	212
Chalcedon	570
<i>Cheiloceras oxyacantha</i>	538, 543
— planilobum	539
— Verneuli	539
Cheiloceren, vertikale Verbreitung	537
Cheilocerenschichten	542
Chelléen	186, 579, 598, 601, 604, 605
Chloritisierung	617
<i>Cladium mariscus</i>	131
<i>Climacammina elegans</i>	568, 580
— sumatrana	573, 577
<i>Clymenia annulata</i>	538, 544
— flexuosa	538, 544
— Humboldti	540
— neapolitana	540
Clymenien, vertikale Verbreitung	537

	Seite
Clymenienschichten	542
<i>Clypeaster portentosus</i>	365
<i>Coeloceras</i>	611
— Sapphoi	611
Conchondon-Dolomit, Lombardei	328
Contorta-Schicht, Lombardei	327
<i>Conulus</i>	343
<i>Corbicula fluminalis</i>	305
<i>Corylus avellana</i>	288
Credner-Stiftung	436, 486
<i>Cribrogenerina</i> siehe <i>Climacammina</i>	
Crinoidenschiefer, Meinerzhagen	396
<i>Cucubalus baccifer</i>	131
Cultrijugatuszone, Sauerland	396
<i>Cyclocypris laevis</i>	335
<i>Cyprinotus salina</i>	337
Cyrenenschichten, Peißenberg	63
<i>Cyrtoclymenia Humboldti</i>	540
<i>Cytheridea torosa</i>	336

D.

Dambirsch	199
<i>Darwinula stvensoni</i>	335
Decken, Griechenland	460
—, Simplon	545, 548
Deckgebirge, Ruhrkohlenbecken	30, 155
Deckenschotter, Alpen	579, 585
—, Frankreich	590
Deckschichten, junge, Ostafrika	213
Deckton, Pommern	421
Dent-Blanche-Decke	545
—, Morphologie	40
Devon, Griechenland	447
—, Thüringen	537
Diabasmandelstein, Madeira	385
Diamantfelder, Südwestafrika	65
Diluvialkohle, Pirmallen	425
Diluvialmensch, Chronologie	578
Diluvium, Bielefeld	249
—, Frankreich	588
—, Glatz	488
—, Hamburg	130
—, Kalifornien	511
—, Niederrhein-Westfalen	155, 179
—, Pommern	408
—, Rhein. Schiefergebirge	33, 135
—, Thüringen	299, 330

	Seite
Diluvium, Weimar	294, 607
Dinariden	464
Dinosaurier, Halberstadt	2
—, Ostafrika	212
<i>Diplodocus</i>	2
Direkte Ablation	498
<i>Discoidea</i>	343
— <i>cylindrica</i>	343
Diskordante Parallelfaltung, Oberbayern	532
Dislokationen, Rhön	109
Dogger, Bielefeld	246
—, Griechenland 581, 612,	441
—, Pommern	408
—, Simplon	548
Dolomit	507
Domes, Louisiana	559, 567
<i>Donax vittatus</i>	17
<i>Dreissena polymorpha</i> , Ein- wanderung	425
<i>Dreissensia polymorpha</i>	151
Drüfelterrasse	174
<i>Dryasflora</i> , Pommern	421
—, Purmallen	425
Dryashorizont, Skandinavien	342
Dünen, Kalifornien	508
—, Südwestafrika	366
<i>Dulichium spathaceum</i>	149
Durchragungen	96, 102
Dwykakonglomerat, Kalanga	320
Dyas, Argolis	539
—, Griechenland 530, 539, 581,	446
—, Indien	615
Dynamometamorphose	18
Dynamometamorphismus, Alpen	508
—, Hardanger	610

E.

Ebbesattel	389
Ecca-Schicht, Katanga	321
<i>Echinoconus (Galerites) sub-</i> <i>conicus</i>	343
Effusivgestein, Kaokofeld	370
—, Madeira	384
Ehrenbreitsteiner Stufe	44
Eiche, Einwanderung	423
Eifelien, Sauerland	396
Einebnung	1
Einebnungsfläche, Alpen	317
Einsturzkrater	357
Eisenerz, Kaokofeld	369
Eiszeit, 3., Rhein	48

Eiszeit, Wesertal	237
Ekzeme	470, 553, 563, 565
Elbtalalluvium	140
<i>Elephas primigenius</i>	288, 183
Elm, Gebirgsbau	478
Elstereiszeit	580
Emscher-Mergel, Ruhrkohlen- becken	31
Endmoräne, Harzvorland	586
—, Langendreer	164
—, Pommern	408
—, Posen	481
—, Schleswig	345
—, Thüringen	317
<i>Enteles Waageni</i>	555, 446
Eocän, Celebes	513
—, Oberbayern	533
—, Ostafrika	211
—, Südwestafrika	66
<i>Equus</i>	183
— <i>caballus</i>	288
Erdbeben	466
—, Formosa	5
—, tektonische	472
Erdmagnetismus	466, 472
Erdspalte, Bildung	283
Ergußgesteine, Madeira	417, 459, 466, 475
—, Taurus	476
Erhebungskrater	350
Erosionsbasis	107
Erosionserscheinungen, Madeira	362
Erosionsperioden, Ruhr 162,	163
—, Westfalen	172
Erosionsterrasse, pliocäne, Lombardei	325
Erstfeldergneis	528
Eruptionskanäle	109, 122
Eruptionsröhre	114, 122
Eruptivgesteine, Taurus	476
<i>Eryma</i>	258
Erzgänge, Fichtelgebirge	525
Essexit, La Palma	396
—, Madeira 372, 388, 396, 466,	481
Essexitgang, Madeira	379
Essexitmelaphyr, Madeira	424, 436, 443
Essexitporphyrit, Madeira	385, 422, 437, 441
<i>Exogyra</i>	210
— <i>columba</i>	211
Explosionsschlote	114

F.	Seite
Falten, Norddeutschland . . .	477
Faltengebirge, Norddeutsch- land . . .	477
Faltung, Celebes . . .	266, 513
— des Produktiven Carbons . . .	480
—, Griechenland . . .	459
— in größerer Tiefe . . .	514
—, Lombardei . . .	338
—, Norddeutschland . . .	469, 477
—, Sundainseln . . .	235, 239
Faltungsfeld, saxonisches . . .	470
Faltungsperiode, Ostafrika . . .	215
Fallstein, Gebirgsbau . . .	478
Faulschlammgestein, Pom- Faulschlammkessel, Berlin . . .	17
mern . . .	422
Fauna, diluviale . . .	580, 603, 605
—, —, Westfalen . . .	155, 179
—, glaziale, Pommern . . .	422
—, subglaziale, Pommern . . .	422
Feldspat, Madeira . . .	486
Feldspatbasalt, Madeira . . .	438
Felsentische, Entstehung . . .	508
Firnschalen . . .	491
Fischflußsandstein . . .	371
Flözberge, Oberschlesien . . .	563
Flugsaurier . . .	493
Flüsse . . .	106
Flußtäler, Veränderungen . . .	23
Flußterrassen, Rhein . . .	36
—, Weser . . .	233, 265
— siehe auch Terrassen.	
Flußverlegungen, Thüringen . . .	303, 316
Flysch, Griechenland . . .	442, 451
—, Lombardei . . .	325
—, Oberbayern . . .	528
Flyschkonglomerate, Ober- bayern . . .	534
Folgeflüsse . . .	106
Fossiles Holz, Oligocän . . .	206
<i>Frechiella</i> . . .	592, 597
— <i>Achillei</i> . . .	592, 597
— <i>brunsvicensis</i> . . .	596
— <i>curvata</i> . . .	596
— <i>kammerkarensis</i> . . .	593, 596
— <i>italica</i> . . .	597
— <i>pannonica</i> . . .	597
— <i>subcarinata</i> . . .	595
Fusulinellenkalk, Armenien . . .	551
—, Griechenland . . .	549, 446

G.	Seite
Gabbro . . .	506
—, Zobten . . .	22, 24, 25
Galeritenschichten, Westfalen . . .	341
Ganggesteine, Madeira . . .	410, 458
—, ophiolithische . . .	20
—, Zobten . . .	26
Gangnephrit . . .	20
Garbenschiefer, Zobten . . .	26
Garnierit . . .	575
Garonneterassen . . .	578
Gasterngranit . . .	547
Gault, Flora . . .	263
—, Pommern . . .	408
Gebirgsbau, Lombardei . . .	488
Gebirgsbewegungen, Nieder- rhein . . .	29
Gebirgsbildung . . .	515
—, Norddeutschland . . .	481
Gebirgszonen, Griechenland . . .	440
Gele auf Erzlagerstätten . . .	568
Geographentag . . .	310
Geomorphologie, Celebes . . .	513
—, Steiermark . . .	316
Geophysikalische Verhältnisse . . .	466
<i>Gervilleia</i> . . .	210
Geschiebemergel, Hamburg . . .	151
—, Thüringen . . .	313
Gesteinsdünnchliffe . . .	426
Gesteinsmetamorphismus . . .	501, 510
Gesteinsnephrit . . .	20
Gipfelhöhenkonstanz . . .	4, 316
Gips, Lösungsformen . . .	496
Glazialablagerung, Thüringen . . .	304, 312
Glazialdiluvium, Glatz . . .	488
—, Niederrhein-Westfalen . . .	155, 160
Glazialerosion, Iseosee . . .	341
Glazialmorphologie . . .	310
Glazialstauchung . . .	153
Gleitfläche . . .	282
Gletscher . . .	489
—, Alpen . . .	69
—, Längsprofil . . .	502
Gletschererosion . . .	310
Glimmergneis, Alpen . . .	522
Glimmerhornfels, Zobten . . .	26
Glimmerlagerstätten, Deutsch- Ostafrika . . .	372
Glimmerschiefer, Alpen . . .	522
—, Skandinavien . . .	612
Glimmerton, Hamburg . . .	136
Gneis, Alpen . . .	522
—, Simplon . . .	547

	Seite
Gneis, Skandinavien	612, 613
—, Zobten	25, 27
Gneisgranit, Alpen	522, 616
Gneismetamorphose, Alpen	529
<i>Gonioclymenia</i>	609
— <i>speciosa</i>	590
Gräben, Griechenland	462
—, Norddeutschland	556
— von Korinth	463
Granit, Alpen	519
—, Zobten	24
Granitintrusion, Skandinavien	612
Graphitschiefer, Zobten	26
Grauerz, Frankenstein	572
Graustein, Madeira	417
Grauwacke, Hessen	564
Grenzbivalvenbank, Lombardei	331
Grundmoräne, Bielefeld	249
—, Pommern	408
—, Thüringen	313, 315
—, Wesertal	242
—, Westfalen	163, 183
—, Winterhude	144
—, fossile, Katanga	320
Grundwasserverhältnisse, Bielefeld	245
<i>Gryphaea arcuata</i>	126
Gryphaebank, Ostafrika	258
Gymnospermenperiode	263
<i>Gyraulus albus</i>	143
<i>Gyroporella vesiculifera</i>	450

H.

Haffmergel, Kurisches Haff	6, 9
Halberstädter Becken	478
Hälleflinta, Hardanger	613
Hardanger-Jökul-Decke	515, 610
Härtlinge, Alpen	318
—, Ostafrika	214
Haselgebirge	556
Hauberg-Moräne, Schleswig	345
Hauptterrasse, Rhein	44
Hauptversammlung	405
—, Weimar	521
Hauterivien, Griechenland	451
Hebungen, Alpen	71
—, Hiddensöe	292
—, Ostsee	409
—, Rheinisches Schiefergebirge	33, 349
—, epeirogenetische, Alpen	314
—, junge, Amerika	512

	Seite
<i>Heleocharis</i>	169
<i>Helix</i>	188
— (<i>Arianta</i>) <i>arbusorum</i>	188
— <i>pomatia</i> , Einwanderung	424
Hellweger Tal	164
Helvetische Kreide, Oberbayern	531
Hermann-Credner-Stiftung	486
Hierlatzschichten	333
<i>Hildoceras</i>	605
— <i>bifrons</i>	451
— <i>comense</i>	610
— <i>erbaense</i>	607
— <i>Mercati</i>	608
— <i>Nausikaae</i>	605
<i>Hinnites inaequistriatus</i>	331
<i>Hippuris vulgaris</i>	169
Hippuritenkalk, Griechenland	451
Hirsch, fossil	196
Hirschgeweih, bearbeitetes	137, 171, 175

Hirschhornhaken, Hamburg	137
—, Westfalen	178
Hirschhornwerkzeuge, Herne	176
Hobräcker Schichten	394
Hochterrassenschotter, Alpen	579, 584
—, Frankreich	596
Höhenschotter, Ruhr	161, 173
—, Weser	279
Hohlfelsen, Entstehung	509
<i>Holaster planus</i>	402
Holz, fossiles, Oligocän	206
Honseler Schichten	395
Hornblendebasalt, Analyse	462
—, Madeira	435, 446
Hornblendegneis, Frankenstein	570, 573
Hornblendeschiefer, Alpen	522
Horst von Geldern-Crefeld	28
— — Wilbrughausen	390
Horste, Norddeutschland	478, 479
Höttinger Breccie	314, 315
Huy, Gebirgsbau	478
<i>Hydrobia ventrosa</i>	337
Hypersthen-Plagioklasgesteine, Taurus	477
<i>Hypnum giganteum</i>	131

I. J.

Iddingsit, Madeira	442, 484
Jessenitz, Wassereinbruch im Kaliwerk	475

	Seite
<i>Ilex aquifolium</i>	146
<i>Ilyocypris bradyi</i>	336
Indirekte Ablation	490
Inlandeis, Glatz	488
—, Luftdruck	587
—, Rückschreiten	553
Inlands-Dünen, Kalifornien	508
Inlandsenken, Kalifornien	510
<i>Inoceramus</i>	522
— <i>alatus</i>	524
— <i>annulatus</i>	524
— <i>balticus</i>	400
— <i>Brongniarti</i>	399, 401, 522
— <i>Brunneri</i>	402
— <i>concentricus</i>	402, 525, 529
— <i>Coquandi</i>	526
— <i>Coquandianus</i>	526
— <i>Cor</i>	524
— <i>cordiformis</i>	524
— <i>Crispii</i>	400, 525
— <i>Cuvieri</i>	399
— <i>deformis</i>	400
— <i>Escheri</i>	402
— <i>gryphaeoides</i>	525, 526
— <i>inconstans</i>	400
— <i>involutus</i>	400
— <i>Lamarcki</i>	399, 401, 522, 523
— <i>rugosus</i>	525
— <i>saxonius</i>	400
— <i>Schönbachi</i>	404
— <i>undulatus</i>	525
— <i>virgatus</i>	400, 523
— <i>Weisei</i>	400
Inselberge, Ostafrika 214, 215, 318	
Insequente Flüsse	106
Insolation	491, 498
Insulationsablation	498
Interior Valleys, Kalifornien 510	
Interglazial, Alpen	312, 590
—, Artefakte	186, 579, 607
—, Fauna	155, 179, 605
—, Frankreich	599, 601, 605
—, Hamburg	134, 143
—, Lombardei	326
—, marines, Hamburg	151
—, Norddeutschland	425
—, Ostracodenfauna	333
—, Pommern	408
—, Saale	296
—, Thüringen	305, 328
—, Weimar	521, 607
—, Wesertal	237
—, Westfalen	183
Intrusion, Alter, Simplon	221

<i>Juglans regia</i> , Holstein	426
Jung-Diluvium	423
Jungmoräne, Lombardei	326
Jura, Doldenhorn	547
—, Griechenland 581, 612, 441, 442	
—, Ostafrika	214, 257
—, Pommern	408
—, Saurier	492
—, Simplon	217
Ivreazone	547

K.

Kaokoformation, Kaokofeld	366, 367, 370
Kaenophyticum	263
Kaenozoicum	263
Kakirit	515
Kalsalz, Niederrhein	28
Kalk als Mineralfundort	507
—, Lösungsformen	495
Kalkkalkigesteine	474
Kalkglimmerschiefer, Har-	
danger	612
Kalkphyllit, Simplon	219
Kalktuff, Weimar 318, 516, 521, 607	
Kar, Entstehung	313
Karoo, Kaokofeld	371
—, Katanga	320
Kataklasstruktur d. Gotthard-	
gesteine	522
Keratophyre, Argolis	536
Keratophyrtuff, Argolis	553
Kerolith, Frankenstein	571
Kieseloolithschotter, Rhein	49
Kieseritregion, Niederrhein	30
Kimmerische Faltung	470
Kimmeridgien, Pommern	408
Kjökkenmöddingzeit	178
Kiona-Parnaß-Unterzone	452
Klima, interglaziales	143
Klimaschwankungen, Alpen	314
Knistererz, Frankenstein	576
Knötchen, weiße, Franken-	
stein	571, 573
Knotenkalk, Thüringen	537
<i>Kochia laevis</i>	538, 543
Kombinations-Os	108
Konsequente Flüsse	106
Konsequenzfluß	106
Konstanz der Gipfelhöhen 4, 316	
Kontakt, Zobten	26
Kontaktbildungen, Franken-	
stein	574

	Seite
Kontakterscheinungen,	
Frankenstein	575
Kontaktthof, Löttschbergtunnel	547
Kontaktmetamorphose, car-	
bonische, Alpen	518, 611
—, Skandinavien	612
Kontaktmineralien, Alpen	519
Kontaktzone d. alpin. Granite	522
Korallenkalk, Argolis	544
—, rätischer	328
Korinthischer Grabenbruch	463
Kraterkessel, Alpen	319
—, Madeira	350, 357
Kreide, Griechenland	438, 442
—, Inoceramen	400
—, Niederrhein	30
—, Ostafrika	209
—, Pommern	408
—, Rügen	405
—, Simplon	548
—, Westfalen	480
—, Untere, Bielefeld	246
Kreuzung von Terrassen	159
Krystallinität der Gesteine	510
Krystallisationskraft	566
Krystallisationsschieferung	556
Krystallokinese	556
Kryokonitlöcher	489
Kulturen, diluviale	578, 605, 607
Kundelungssystem, Katanga	321
Kuppelförmige Aufwölbungen	563
Küste, Pommern	411
Küstenformen, Ostsee	415
Küstenversetzung, Ostsee	414

L.

Labiatus-Pläner, Westfalen	342
Lagerstättenbildung	576
Lakkolith	223
—, Alpen	528
—, Madeira	372
Landoberfläche, alte, Lom-	
bardei	324
—, —, Madeira	361
—, —, Rhein	109
Laufenschwankung	315, 591
Lebedungneis	221
Leinetalgraben	564
Lemming	584
Lenneschiefer, Stratigraphie	388
Leonogneis	221
Leukadiella	582, 588, 597
— <i>Helena</i>	584, 589

	Seite
Lias, Bielefeld	246
—, Bünde i. Westf.	125
—, Griechenland	581, 612, 441
—, Lombardei	322, 330
—, Pommern	408
—, Portugal	595
— -Plattenkalk, Lombardei	333
Lichtenauer Graben	564
Licks	557
<i>Lillia comensis</i>	611
Limburgit, Madeira	425, 428, 438, 451
<i>Limnaea ovata</i>	190
— <i>palustris</i>	191
— <i>peregra</i>	191
— <i>stagnalis</i>	190
— <i>truncatula</i>	191
<i>Limnocythere incisa</i>	335, 336
— <i>inopinata</i>	335
Lindlarer Grauwackensand-	
stein	399
— Sandstein, Stratigraphie	389
Litorinafauna, Ostpreußen	8, 5
Litorinasenkung	424
—, Pommern	409
Litorina-Zeit, Elbtal	140
—, Kultur	606
—, Pommern	412
—, Westfalen	178
Liwadis, Griechenland	461
Longidom, Begriff	609
Loreleistufe	34
Löß, Alter	578, 579
—, Fauna	580, 585
—, Frankreich	598, 599
—, Hundisburg	593
—, mechanische Analysen	517, 519
—, Niederrhein-Westfalen	157, 179
—, Taubach	516
—, Thüringen	322, 324
—, Weimar	609
—, Westfalen	157, 169, 185, 201
—, älterer, Ruhr	162
— —, Westfalen	162, 182
Lößähnlicher Lehm, West-	
falen	170
— Mergelsand, Ruhr	162
Lößkindel, mechanische	
Analyse	519
—, Taubach	516
—, Westfalen	169
Lößlehm, Westfalen	170
Lösungsschalen	495
<i>Loxochoncha elliptica</i>	337

	Seite
<i>Loxopteris laevis</i> . . .	538, 543
Lualaba-Schichten, Katanga	321
Lubilash-Schichten, Katanga	321
<i>Lucena fagotiana</i>	190
— <i>oblonga</i>	189
— <i>schumacheri</i>	190
Lüdenschneider Mulde	389, 395
Lüderichgestein, Alter	389
Lufira-Schicht, Katanga	321
Luftdruckverteilung über In-	
landeis	588
Lumièrephotographie	426
<i>Lytoceras rubescens</i>	613
<i>Lyttonia nobilis</i>	533
— <i>Richthofeni</i>	533, 446
Lyttonienkalk, Argolis	
533, 539, 554, 569	

M.

<i>Maetra subtruncata</i>	17
Madeirit	382, 395, 418
Madreporen-Schichten, Lom-	
bardei	328
Magdalénien	579, 582, 594
Magnetit	571
Magnetismus der Erde	466, 472
Maifelder-Stufe	47
Majolica, Lombardei	334
Makonde-Schichten	210, 215, 216
Malm, Pommern	408
Mammut, Westfalen	183, 195
Mandelstein, Madeira	385
<i>Mariopteris muricata</i>	262
<i>Marsilia</i>	260
<i>Marsilidium</i>	260
— <i>speciosum</i>	261
<i>Mastodon arvernensis</i> , Röhn	
— — Werratal	281
— <i>Borsoni</i> , Rhön	118
2. Mediterranstufe, Madeira	
365	
Meeresschwankungen, Kali-	
fornien	505
Meeressenkung, Kalifornien	505
Meerströmungen, Ostsee	414
Meinerzhagener Sandstein	396
Melaphyrmandelsteine,	
Kaokofeld	370
Memel, Postglazial	425
Mensch, diluvialer, West-	
falen	174, 185
Menschenschädel, diluvialer,	
Westfalen	185
—, Oberhausen	175

	Seite
<i>Menyanthes trifoliata</i>	169
Mergelsand, altdiluvialer	
182, 201	
— —, Definition	518
—, Wesertal	242
Mesophyticum	263
Mesozoicum	263
—, Griechenland	437
Mesvinien	186
<i>Metacypris cordata</i>	335
Metamorphe Gesteine,	
Krystallisation	556
Metamorphismus, Alpen	501
—, Hardanger	610
Metamorphose	19, 610
—, algonkische	612
—, silurische	612
—, tertiäre	510
Metasomatische Prozesse	571
<i>Micraster cor anguinum</i>	402
Mikindanischichten	213, 217
Mindel-Riß-Interglazial,	
Frankreich	600, 601
Mineralfundorte, Alpen	501
Miocän, Griechenland	442
—, Hamburg	136
—, Madeira	365
—, Niederrhein	203
—, Pommern	408
—, Porto Santo	490
—, Schwaben	123
—, Südwestafrika	66
—, Thüringen	326
Mischgneis, Zobten	27
Mitgliedsbeitrag, Erhöhung	435
Mitteldevon, Stratigraphie	393
Mittelgebirgslandschaft,	
Lombardei	324
Mitteloligocän, Pommern	53
Mittelterrasse, Rhein	48
Molasse, Celebes	243
<i>Monophyllites wengensis</i>	561, 564
<i>Monopleura marcida</i>	211
Moormergel, Holstein	151
— Pommern	420
Moorschichten, Herne	177
Moränenlandschaft, Schleswig	
345	
Morphogenie, Alpen	1, 54
Morphologie, Süd-	
deutschland	81, 305
— siehe auch Geomorphologie.	
Moustérien,	
168, 578, 580, 594, 599, 602	
Mucronatenkreide, Boimstorf	
381	

	Seite
Mucronatenkreide, Pommern	408
—, Rügen	343
Mulden, Norddeutschland	477
Münchberger Gneisplatte	526
Muschelkalk, Bielefeld	247
—, Niederhessen	564, 565
—, Pommern	407
Muscovit, Kaokofeld	374
Muscovitgranit, Zobten	25
Mylonit	514, 616
Mylonitisierung	611

N.

Nacheiszeit siehe Postglazial.	
Nachruf, KOKEN	531
—, ZIRKEL	353
<i>Najas flexilis</i>	131, 146
— <i>major</i>	131, 146
Namaformation, Kaokofeld	371
Nebenosar	82
Nehdener Fauna	540
<i>Neithea quinquecostata</i>	211
Neocom, Ostafrika	211, 215
Neocom-Wealdenflora	263
Neogenbecken, Kleinasien	59
<i>Neoschwagerina craticulifera</i>	
	532, 446
— <i>globosa</i>	532, 446
Neoschwagerinenkalk, Argolis	539
Nephelinbasanit, Analysen	
	460, 461, 462
—, Madeira	432, 438, 441, 446
Nephelinit, Selvagem	476
Nephelintephrit, Analyse	460
—, Madeira	433
Nephrit, Genesis	18
—, Vorkommen, Franken-	
stein	575
Nephritgänge	20
Nephritisierung, Zobten	27
<i>Nerinea algarbiensis</i>	210
<i>Neritina fluviatilis</i>	151
<i>Neritostoma putris</i>	189
<i>Neuropteris Huttoni</i>	262
Newala-Sandstein	213
Newberriasandstein, Sauer-	
land	396
Nickelerze	575
—, Bildung	577
—, Lagerstätten	568
Niederlande, Oligocän	206
Niedermoor, Herne	176

	Seite
Niederterrasse, Alpen	579, 584
—, Garonne	595, 596
—, Lippe	181
—, Vall' Adrara	326
—, Westfalen	201
Niederterrassenschotter,	
Alpen	579, 584
—, Garonne	596
Nördlicher Rheintalgraben	28
— —, Tektonik	480
Nordschleswigscher Sandr	348
Normal-Os	108
Nummulitenkalk, Griechen-	
land	451
<i>Nuphar</i>	130
<i>Nymphaea</i>	130

O.

Oberdevon, Thüringen	537
Obere Kreide, Westfalen	341
Oberflächenbreccie	576
Oberflächenformen des Dilu-	
viums	164
—, Kaokofeld	365
Obermiocän, Hamburg	136
Oberoligocän, Niederrhein	206
Obersenon, Borinstorf	376
Obertrias, Argolis	544
Obsequenter Fluß	106
Ödemmetamorphose	19
Oligocän, Niederrhein	203
—, Pommern	408
Olivinfels, Madeira	402
Olonos-Pindoszone	440, 442
Oolithkalk, Argolis	569
<i>Orbitolina</i>	210
— <i>concava</i>	211
<i>Orca gladiator</i> , Hamburg	138
<i>Orestites Frechi</i>	591
Ornithopodie, Ostafrika	212
Orographie, Bielefeld	246
<i>Orthos opercularis</i>	538, 541, 542
Orthoclassexit, Madeira	388
Orthogneis	221
—, Alpen	522
—, Fichtelgebirge	525
Os, Arten	108
—, rezent, alpines	68
—, Schleswig	345
Osgräben	83
Osning, Gebirgsbau	480
Ostalpine Decke	318
Osteuropäischer Schild	466

	Seite
Osthellenische Zone	440
Ostseefauna, postglaziale	6
Otavikalk, Kaokofeld	366
Otarischichten, Kaokofeld 367, 368	
Ovabildung, Kleinasien	60
<i>Ovibos moschatus</i>	288
Oxfordien, Pommern	408
<i>Oxytylomenia</i>	609
— <i>undulata</i>	540
<i>Oxytoma inaequivale</i>	525
Ozokerit, Boryslav	426

P.

Paläobotanik	262
Paläodyas	569
Palaeolithicum, Chronologie	593
—, Weimar	607
Palaeontologische Gesellschaft	435
Palaeophyticum	264
Palaeozoicum	263
—, Griechenland	437, 439
<i>Paludina fasciata</i>	424
— <i>vivipara</i>	424
<i>Paracandona euplectella</i>	334
Paragenesis der Kluftmine- ralien in Graniten	503
Paragneis, Alpen	522
Parkinsoni-Schichten, Biele- feld	247
Pariser, Taubach	516, 608
<i>Paroniceras</i>	597
— <i>lenticularis</i>	599
— <i>lusitanicum</i>	599, 603
— <i>sternale</i>	599, 600, 602
— <i>Telemachi</i>	601
Patersberger Stufe	34
<i>Pecopteris Daubreei</i>	261
<i>Pecten Braunsii</i>	331
— <i>demissus</i>	525
— <i>Falgeri</i>	331
— <i>valoniensis</i>	331
Pegmatitgänge, Frankenstein	574
—, Kaokofeld	373
Peneplain, präglaziale	2
Perm, Pommern	407
Pfahl	514
Pfahlbreccien	514
Pferd	199, 605
Pferdespringer	584
Phasen der Gebirgsbildung, Griechenland	455
Phonolith, Selvagern	476
Phonolithdurchbrüche	109

	Seite
Phyllit, Norwegen	612
<i>Physa fontinalis</i>	191
<i>Picea excelsa</i>	131, 136
Pilzfelsen, Entstehung	508
Pimelith, Frankenstein	575
Pindosdecke	460
<i>Pinus silvestris</i>	132
<i>Pisidium amnicum</i>	195
— <i>rivulare</i>	195
Plagioklasbasalt, Analyse	462
<i>Planorbis albus</i>	143, 150, 191
— <i>arcticus</i>	421
— <i>borealis</i>	422
— <i>complanatus</i>	191
— <i>contortus</i>	191
— <i>corneus</i>	143, 424
— <i>crista</i>	191
— <i>glaber</i>	191
— <i>gredleri</i>	191
— <i>limophilus</i>	191
— <i>rossmaessleri</i>	191
— <i>spirorbis</i>	191
— <i>stroemi</i>	422
— <i>umbilicatus</i>	191, 423
Planorbis-Zone, Rhone	331
Plastizität des Steinsalzes	430
Pleistocän, Frankreich	601
Pliocän, Griechenland	442
—, Kleinasien	61
—, Ruhr	157, 173, 174
—, Schwaben	123
—, Thüringen	326
—, Wesertal	237, 239, 273, 279
Pluvialzeit, Ostafrika	217
Pneumatolytische Wirkungen, Fichtelgebirge	525
Poljen, Griechenland	461
Portlandien, Pommern	408
Posen, Endmoräne	481
<i>Posidonia Bronni</i>	441
Posidonienschiefer, Griechen- land	441
Postglazial, Hamburg	130
—, Geologische Stellung	590
—, Kulturen	606
—, Ostpreußen	5, 14
—, Pommern	409, 413
—, Ruhr	172
—, Wesertal	237
Postglaziale Terrasse, Saale	296
Postglazialzeit, Ostsee	419
Postwürmzeit, Pflanzen	315
<i>Potamogeton densus</i>	168
— <i>fluitans</i>	168

	Seite
<i>Potamogeton trichoides</i> . . .	168
— <i>vaginatus</i> . . .	168
Praechelléen 186, 598, 601, 605	
Präglazial, Alpen . . .	311, 314
—, Thüringen . . .	299, 327
—, Wesertal . . .	237, 239
Präglaziallandschaft,	
Alpen . . .	1, 68, 316
Präglazialschotter, Ruhr . . .	159
Predorefalte . . .	337
Predore-Gewölbe . . .	330
Primärformation, Kaokofeld	367
<i>Procladiscites Griesbachi</i> . . .	570
Productuskalk, Indien 616, 626	
Promberger-Schichten,	
Peißenberg . . .	64
<i>Proteites</i> . . . 560, 563, 564,	449
— <i>angustus</i> . . .	563
— <i>pusillus</i> . . .	564
Protogin, Hardanger . . .	613
<i>Protrachyceras</i> . . .	547
— <i>Cholnokyi</i> . . . 547, 562,	449
— <i>Reitzi</i> . . .	449
Psammit, metamorpher,	
Elba . . .	616
<i>Pseudomonotis sinemuriensis</i>	525
— <i>speluncaria</i> . . .	527
Pteridophytenperiode . . .	263
<i>Pterodactylus micronyx</i> . . .	492
— <i>Redenbacheri</i> . . .	492
— <i>Württembergensis</i> . . .	492
<i>Ptychites pusillus</i> . . .	561
<i>Pupa columella</i> . . . 169, 184,	189
— <i>Gredleri</i> . . .	189
— <i>muscorum</i> . . . 179,	189
Pyrolusit, Madeira . . .	490
Pyroxen-Amphibolporphyrit,	
Taurus . . .	476

Q.

Quadratenkreide, Boimstorf .	376
—, Lüneburg . . .	345
Quartärfauna, Niederrhein-	
Westfalen . . .	177
—, Thüringen . . .	333
—, verschiedene . . .	581
Quartärzeit, Faunen . . .	580
Quarzdiabas, Taurus . . .	477
Quarzessexit, Madeira . . .	388
Quarzgänge, Frankenstein .	570
—, Kaokofeld . . .	369
Quellen, Leukerbad . . .	548

	Seite
Quellen, zerstörende Wir-	
kungen . . .	282
Quellkuppe, Madeira . . .	426
Querfaltung, Lombardei . . .	338
Querverschiebungen, Klein-	
asien . . .	64

R.

Radiolitenkalk, Griechenland	451
Randstruktur der Gletscher .	502
<i>Ranunculus aquatilis</i> . . .	169
— <i>flammula</i> . . .	169
Rät, Lombardei . . . 322,	327
—, Simplon . . .	219
Redaktionsbericht . . .	432
Regelation . . .	556
Regionalmetamorphose,	
Skandinavien . . .	612
Reh im Diluvium . . . 182,	199
Reihenekzeme . . .	560
v. REINACH-Preis . . .	202
Rekrystallisation . . .	556
Relaisbewegungen . . .	475
Remscheid-Altenaer Sattel .	389
Remscheider Schichten, Ver-	
breitung . . .	393
Ren . . . 198,	580
—, Westfalen . . .	183
Renchgneis . . .	528
<i>Reticularia</i> . . .	615
— <i>Frechi</i> . . .	615
Rheingeschiebe, Niederlande	206
Rheinische Masse . . .	471
Rheinpreußen-Störung . . .	28
<i>Rhinoceros tichorhinus</i>	
167, 183, 288,	580
<i>Rhododendron ponticum</i> . . .	315
Rhönit, Madeira . . .	483
Rhotomagensis-Zone, West-	
falen . . .	342
<i>Rhynchonella Cuvieri</i> . . .	402
— <i>lens</i> . . .	332
— <i>plicatissima</i> . . .	332
— <i>variabilis</i> . . .	332
<i>Rhynchonellina</i> . . .	322
Riesenhirsch . . .	199
Riß-Eiszeit, Artefakte 579,	606
—, Fauna . . . 584,	590
Riß-Würm-Interglazial . . .	186
—, Artefakte . . .	607
—, Pflanzen . . .	315
Roc-tourné-Zwilling, Madeira	486
Rotes Gebirge, Frankenstein	570

	Seite		Seite
Rothirsch im Diluvium	182	Schotter, Meiningen	117
Rotlehm, Madeira	361	— siehe auch Terrassen.	
Rotliegendes, Pflanzen	261	Schuchardt	575, 576
Rowmatypus der Inselberge	214	Schwaig-Neumayer-Schichten, Peiting	63
<i>Rubus idaeus</i>	132	<i>Schwagerina princeps</i>	539, 445
Rückzugsbildungen des Eises, Wesertal	242	Schwagerinenkalk, Griechen- land	445
Rudistenkalk, Griechenland 532, 442, 451		Schwarzkalk, Kaokofeld	369
Ruhrterrassen	174	Schwefel, Louisiana	567
S.		Schwellungsmetamorphose	19
Saale-Eiszeit	580	Schwertfisch, Hamburg	138
Saccharit	574	<i>Scirpus</i>	169
<i>Sagenopteris</i>	260	Sedimentation in Seen	553
Salz, Lösungsformen	496	Seemergel, Hamburg	130
Salzauftrieb	557	Seitenerosion, Rhein	40
Salzlager, Pommern	407	Selbstformung	567
—, Norddeutschland	553	Selscheider Horizont	396
Salzquellen, Pommern	407	Senkung, Rheinisches Schiefergebirge	33, 349
Salzstücke, Entstehung 556, 567		—, Rügen	409
Salzsümpfe, Louisiana	557	Senkungsfelder, Kalifornien	511
Salzton, grauer, Niederrhein	29	Senon, Boimstorf	374
Sandlöß, Definition	518	—, Pommern	408
—, Westfalen	169	—, Uckermark	350
Sandr, Schleswig	348	—, Ruhrkohlenbecken	31
Sanidin, Madeira	484	Sericitgneis	528
Sättel, Norddeutschland	477	Sericitphyllit, Alpen	522
Säugetierfauna, diluviale	167	Sericitschiefer	502
Saurier, Ostafrika	211	Serpentin	18
Sauropoden, Ostafrika	212	—, Alpen	522
Saussuritisierung	617	—, Frankenstein	568
Saxonisches Faltungsfeld	470	—, Griechenland	451, 460
Saxonische Scholle	479	Septarienton, Pommern	53, 408
Schädel, diluvialer, Ober- hausen	175, 176, 179, 185	Setzungskoeffizient für Braun- kohle	306
Schapbachgneis	528	Sinémurien, Lombardei	331
Schaukelbewegungen, Nieder- rhein	29	Sodalithsyenit, Madeira	375
Schlacken, Madeira	348, 367	Sodalithtrachyt, Madeira	425
Schlick, Elbe	141	Solutréen	579, 581, 594
—, Herne	177	Sommeterassen	601
Schlot	122	Sonnensteinterrasse	174
Schmelzschalen	489, 493	Spaltenbildung	283
Schneckensand, Emschertal	180	Spätglazial, Fauna	591
Schneegrenze, Alpen	315	—, Hamburg	140
Schollenbau, Norddeutschland	470	Spercheiosgraben	462
Schollenbewegungen, Kali- fornien	511	<i>Sphaerium corneum</i>	193
Schollenverbiegungen, Nord- deutschland	480	— <i>mamillanum</i>	193
Schollenverschiebung, Nieder- rhein	29	— <i>vicicola</i>	193
		Sphen, Alpen	506
		<i>Sphenophyllum</i>	261
		— <i>Thoni</i>	261
		<i>Spirifer</i>	615
		<i>Spirigera</i>	616

	Seite
<i>Spongiomorpha acyclica</i> . . .	450
Stammflüsse	106
Stauchung, glaziale	153
— —, Hamburg	145
—, Diluvialsand	133
Staosar	102, 108
Stausee, Rinteln	290
Stauterrasse, Hameln	290
Stauung, Beziehung zur Fal- tung	514
Stegosauride, Ostafrika	212
<i>Stegosaurus</i>	4
Steinsalzkrystall, plastisch deformierter	426
Steinsohle des Lösses	163
Steinzeit, Chronologie	578, 607
Stettiner Sand, Pommern	408
Stormberg-Schicht, Katanga	321
Störungen, Iseo-See	340
—, tektonische, gegenwärtige	281
Strandlinie, Kalifornien	505
—, Korsika	314
Stratigraphie, Simplon	218
Streckung der Gesteine	611
Strépyien	186
Stromgeschwindigkeit, Formel	38
<i>Strophalosia</i>	625
Subsequenzflüsse	106
<i>Succinea</i>	189
— <i>fagotiana</i>	184
<i>Sus</i>	183
Süßwasserkalk, Dahnsdorf, Fauna	334
Süßwassermergel, Frankfurt a. O., Fauna	335
—, Hamburg	135
Syenit, Frankenstein	570, 573
Sylvanakalk, Schwaben	123
Synklinalgipfel	35

T.

Talbildung, Lombardei	324
—, Weser	266
Taldichte	8
Talformen, Kalifornien	510
Talk, Frankenstein	576
Talsand, Emscher	171
Talterrassen, Ruhr	157
— siehe auch Terrassen.	
Taltrog	310
Talwasserscheide	143
Taubacher Stufe	143
Taurus-Bogen	465

	Seite
<i>Taxodium distichum</i>	307
Tegernseer Marmor	530
<i>Taxus baccata</i>	131
Tektonik, Alpen	218, 488
—, Celebes	226, 266, 512
—, Norddeutschland	466
—, Simplon	218, 545
Tektonische Bewegung, Hiddensöe	278
— —, junge	47
— Störungen, junge	281
<i>Terebratula Becksi</i>	343
— <i>concentrica</i>	616
— <i>gregaria</i>	322
— — <i>-Zone, Lombardei</i>	327
— <i>ovatisstmaeformis</i>	332
<i>Terebratulina lata</i>	402
<i>Teredo</i>	206
Tertiär, Celebes	243
—, Pommern	52, 408
—, Thüringen	326, 330
Tertiärer Glaukonitton, Pommern	58
Tertiärfauna, Südwestafrika	66
Terrassen, Alpen	579, 584
—, Frankreich	595
—, Garonne	596, 597
—, Ilmtal	294
—, Kalifornien	507
—, Kleinasien	62
—, Lombardei	325
—, marine, Porto Santo	490
—, postglaziale, Saale	296
—, Ruhr	157, 172
—, Rhein	35
—, Somme	601
—, Weimar	294, 516, 521, 607
—, Weser	233, 266
Theropode, Ostafrika	212
Terrassenkreuzung	159
Terrassenbildung, Weser	266
Thüringer-Wald-Schotter, Rhön	117
Tiefbohrungen, Pommern	52
Tiefenerosion, Alpen	12
—, Rhein	40
Tiefengesteine, Madeira	371, 456, 466
<i>Tilia platyphyllos</i>	131
Titanaugit, Madeira	446
<i>Tmaegoceras</i>	582, 597
— <i>crassiceps</i>	589
— <i>Paronai</i>	586
Tmolosschutt, Kleinasien	61

	Seite
Tonalit, Adamella	521
Torf, Holstein	151
<i>Toucasia carinata</i>	215
Trachyt, Madeira	451, 481
Trachydolerit, Madeira 370, 373, 410, 411, 413, 417, 419, 425, 426, 428, 430, 451, 466, 481	
Travertin, Taubach 294, 516, 607	
Trias, Griechenland	530, 441
—, Lombardei	327
—, Pommern	407
—, Simplon	219
—-Versenkungen	114
<i>Triceratops</i>	4
<i>Trichia hispida</i>	188
— — var. <i>concinna</i>	188
— — var. <i>septentrionalis</i>	188
— <i>rubiginosa</i>	188
<i>Trigonia</i>	210
— <i>Beyschlagi</i>	211, 215
— <i>Bornhardtii</i>	211
— <i>costata</i>	525
— <i>Schwarzi</i>	211
<i>Trinodosus-Kalk</i> , Argolis	561
Tripolitzakalk, Griechenland 454	
Trockental	135
Trog, Val Camonica	323
Trogtäler, Alpen	311
Tuff, Madeira	348, 367
—, Weimar	318
Turon, Inoceramen	400
—, Pommern	408
—, Ruhrkohlenbecken	31
—, Uckermark	350
—, Westfalen	31, 342

U.

Überschiebung, alpine, Morphologie	40
—, Norwegen	611
—, Simplon	547
Überrollen der Gletscher	503
Uferabbrüche	280
Umrißform, Celebes	266, 512
<i>Unio batavus</i>	192
— <i>pictorum</i>	192
Uniobank, Emschertal	178
Unterfolgeflüsse	106
Unterkreide, Lombardei	334
Unterricht, geologischer	431
Untersenen, Ruhrkohlen- becken	31

	Seite
Uran, Abbau, als Geol.Chrono- meter	553
Urgeschichte, diluviale	578
Urgon, Ostafrika	215
Urgonkalk, Griechenland	451
Ur-Nesse	299
Urserengneis	522
Urserenzone	511

V.

<i>Vallonia costata</i>	188
— <i>pulchella</i>	188
<i>Valvata andreaei</i>	192
— <i>cristata</i>	192
Valvatenmergel, Unstrut	340
Vereisung, Glatz	488
Vergletscherungsphasen	310
—, Wesertal	242
Versenkungsbecken, Nord- deutschland	469, 477
<i>Vertigo parcedentata</i>	184, 189
Verwerfung, diluviale, Rhein- tal	349
Verwerfungen, Norddeutsch- land	467, 469
Verwerfungsspalten, Simplon	225
Verwitterung, Frankenstein	571
—, Madeira	361
Vesuvian, Zobten	27
Viersener Horst	206
Vivianit	176
<i>Volvicramus</i>	402
— <i>Lamarcki</i>	402
Vorbasaltische Landober- fläche, Rhön	109
Vorgeschichte des Menschen	578
Vorstandswahl	549
Vulkan, Madeira	348

W.

Wachsgänge, Boryslav	426
Wackelsteine, Entstehung	508
Wahlprotokoll	549
Wallberge	97, 104
<i>Waldheimia Eudora</i>	619
— <i>mutabilis</i>	332
Wapiti	196
Wasserführung der Kreide, Westfalen	30
Wasserscheide, Rhein-Donau	189
Wealden	24
—, Flora	260, 263

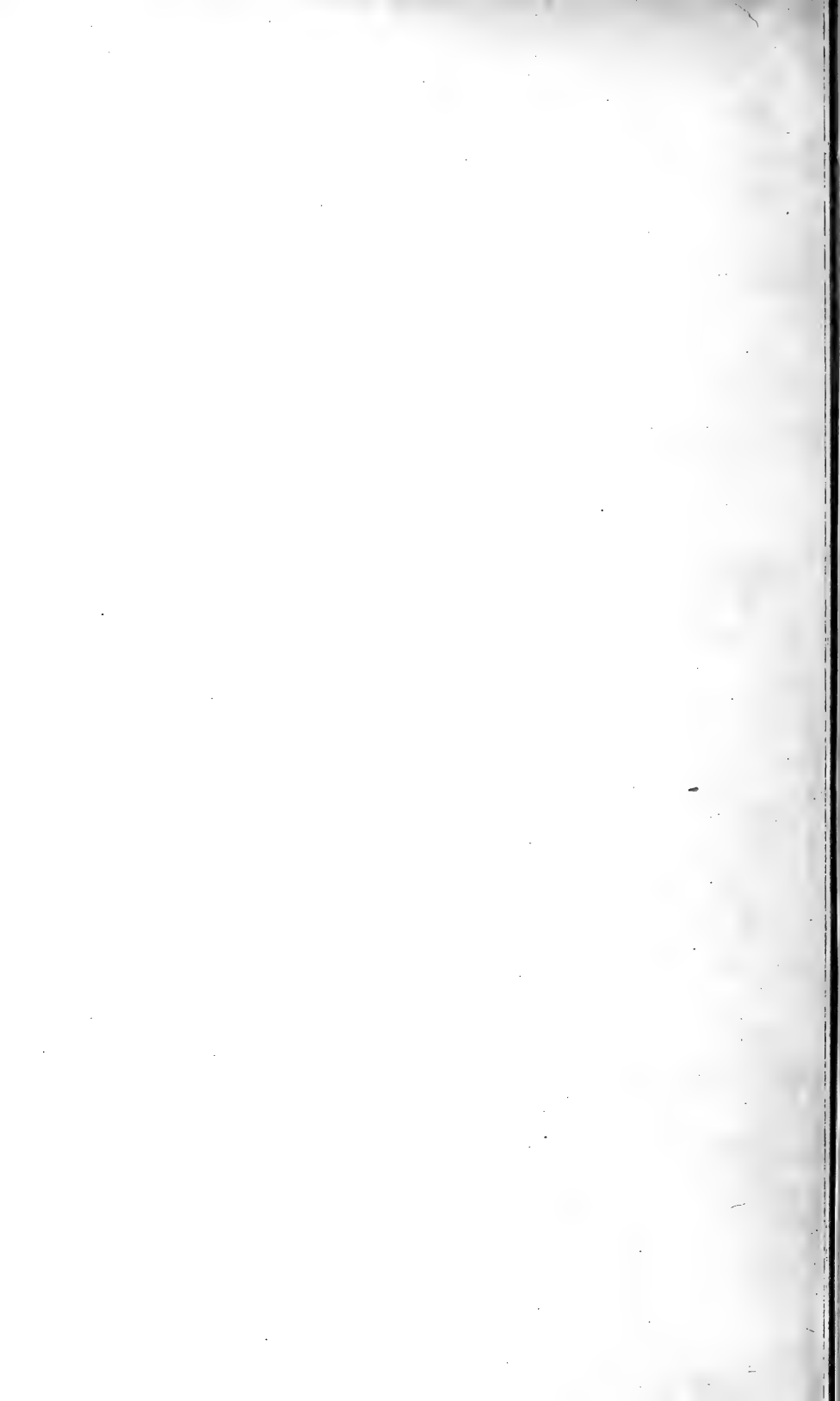
	Seite
Wealden, Hannover	260
Weichsel-Eiszeit	580
Weißes Knötchen, Franken- stein	571, 573
Weißes Verwitterung, Franken- stein	571
Weißstein, Zobten	22, 26
Westeuropäisches Falten- gebiet	466
—, Gebirgsbau	477
Widerstandsfähigkeit der Ge- steine, Pommern	420, 422
Wiesenkalk, Holstein	151
Wiesent	199
Windwirkung, Ostsee	414
Wohnkammer der Ammoniten	609
Wünschelrute	247
Würm-Eiszeit, Artefakte	579
—, Fauna	584, 590, 608

Y.

<i>Yoldia arctica</i>	409
Yoldia-Zeit, Fauna	591
—, Hamburg	140

Z.

	Seite
Zechstein, Hannover	556
—, Niederhessen	564, 565
—, Niederrhein	28
—, Norddeutschland	467
—, Pommern	407
Zentralmassiv, ägäisches	453
—, griechisches	440
Zentralpeloponnesische Zone	440, 444, 454
Zerrung, Beziehung zu Faltung	514
Zertrümmerung der Gesteine	611
Zlambachkalk, Argolis	544
Zone, axiale, Alpen	508
— der <i>Becksia Soekelandi</i>	376
— — <i>Bythinia tentaculata</i>	423
— des Gotthardmassivs	511
— — <i>Inoceramus Brongniarti</i>	401
— — <i>Planorbis corneus</i>	424
— — <i>stroemi</i>	422
— der <i>Terebratulina lata</i>	402
— des <i>Xenodiscus carbonarius</i>	616
Zweiglimmergneis, Zobten	25
Zwischeneiszeit siehe Interglazial- zeit.	



Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

Lehrbuch der Geologie.

Von

Geh. Rat Prof. Dr. E. Kayser.

Zwei Teile.

I. Teil. Allgemeine Geologie.

Vierte Auflage.

Mit 611 Abbildungen.

Lex. 8°. 1912. Geh. M. 22.40; in Leinw. geb. M. 24.—; in Halbf. geb. M. 25.—.

II. Teil. Geologische Formationskunde.

Vierte Auflage.

Mit 185 Textabbildungen und 92 Versteinerungstafeln.

Lex. 8°. 1911. Geh. M. 20.—; in Leinw. geb. M. 21.40.

Lehrbuch der Mineralogie.

Von **Geh. Rat Prof. Dr. F. Klockmann.**

Fünfte und sechste verbesserte u. vermehrte Auflage.

Mit 562 Textabbildungen und einem Anhang: Tabellarische Übersicht (Bestimmungstabellen) über die 250 wichtigsten Mineralien. Lex. 8°. 1912.

Geh. M. 15.—; in Halbfranz geb. M. 17.60.

Die Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten.

Von **Prof. Dr. P. Krusch, Berlin.**

Zweite, neubearbeitete Auflage.

Mit 125 Textabbildungen. Lex. 8°. 1911. geh. M. 17.—; in Leinw. geb. M. 18.40.

Die Schwerspatalagerstätten Deutschlands

in

geologisch., lagerstättenkundlich. u. bergwirtschaftl. Beziehung

von **Dr. Richard Bärtling,**

Geologe an der Kgl. Geolog. Landesanstalt, Privatdozent a. d. Kgl. Bergakademie zu Berlin.

Mit 19 Textabbildungen. Lex. 8°. 1911. Geh. M. 6.40.

Die Erzlagerstätten

der Vereinigten Staaten von Nordamerika, Cuba, Portorico und den Philippinen

nach Geschichte, Form, Inhalt und Entstehung

— auf Grund der Quellen dargestellt —

von

Charles L. Henning, Sc. D.

Mit 97 Figuren und Karten im Text.

Lex. 8°. 1911. Geh. M. 8.—; in Leinw. geb. M. 9.—.

Der Erz- und Metallmarkt.

Von **Ingenieur A. Haenig** in Dessau.

Lex. 8°. 1910. Geh. M. 10.80; in Leinw. geb. M. 12.—.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien u. Gesteine nach Form, Inhalt und Entstehung

dargestellt von

Prof. Dr. F. Beyschlag,

Geh. Bergrat, Direktor der Kgl. Geolog.
Landesanstalt Berlin.

Prof. Dr. P. Krusch,

Abteilungsdirigent a. d. Kgl. Geolog. Landes-
anstalt u. Dozent a. d. Kgl. Bergakad. Berlin.

und

Prof. J. H. L. Vogt

an der Universität Kristiania.

Drei Bände.

I. BAND. **Erzlagerstätten. Allgemeines. Magmatische Erzaus-
scheidungen. Kontaktlagerstätten. Zinnsteingang-Gruppe und
Quecksilbergang-Gruppe.** Mit 291 Abbildungen. Lex. 8°. 1910. Geheftet
M. 15.60; in Leinwand gebunden M. 17.—.

II. BAND, 1. Hälfte. **Art und Ursache der Spaltenbildung. Junge
Gold-, Silbererz-Ganggruppe. Alte Golderz-Ganggruppe. Meta-
somatische Golderzlagerstätten. Alte Blei-, Silber-, Zinkerz-
Ganggruppe. Radiumerzgänge. Metasomatische Blei-, Silber-,
Zinkerzgruppe. Antimonerz-Ganggruppe.** Mit 66 Abbildungen. Lex. 8°. 1912. Geh. M. 8.40.

Lehrbuch der praktischen Geologie.

Arbeits- und Untersuchungsmethoden auf dem Gebiete der
Geologie, Mineralogie und Paläontologie.

Von **Geh. Bergrat Prof. Dr. Konrad Keilhack.**

Mit Beiträgen von

Prof. Dr. E. v. Drygalski in München; Prof. Dr. E. Kaiser in Gießen; Prof. Dr.
P. Krusch in Berlin; Prof. Dr. S. Passarge in Breslau; Prof. Dr. A. Rothpletz
in München; Prof. Dr. K. Sapper in Tübingen und A. Sieberg in Straßburg i. Els.

Zweite völlig neubearbeitete Auflage.

Mit 2 Doppeltafeln und 348 Abbildungen im Text.
Lex. 8°. 1908. Geheftet M. 20.—; in Leinwand gebunden M. 21.40.

Handbuch der Brikettbereitung.

Von **G. Franke,**

Geh. Bergrat, Professor der Bergbau-, Aufbereitungs- und Brikettierungskunde
an der Kgl. Bergakademie zu Berlin.

Zwei Bände.

I. BAND. **Die Brikettbereitung aus Steinkohlen, Braunkohlen
und sonstigen Brennstoffen.**

Mit 9 Tafeln und 255 Textabbildungen.

Lex. 8°. 1909. Geheftet M. 22.—; in Leinwand gebunden M. 23.60.

II. BAND. **Die Brikettbereitung aus Erzen, Hüttenerzeugnissen,
Metallabfällen und dergl., einschl. der Agglomerierung.
Nebst Nachträgen.**

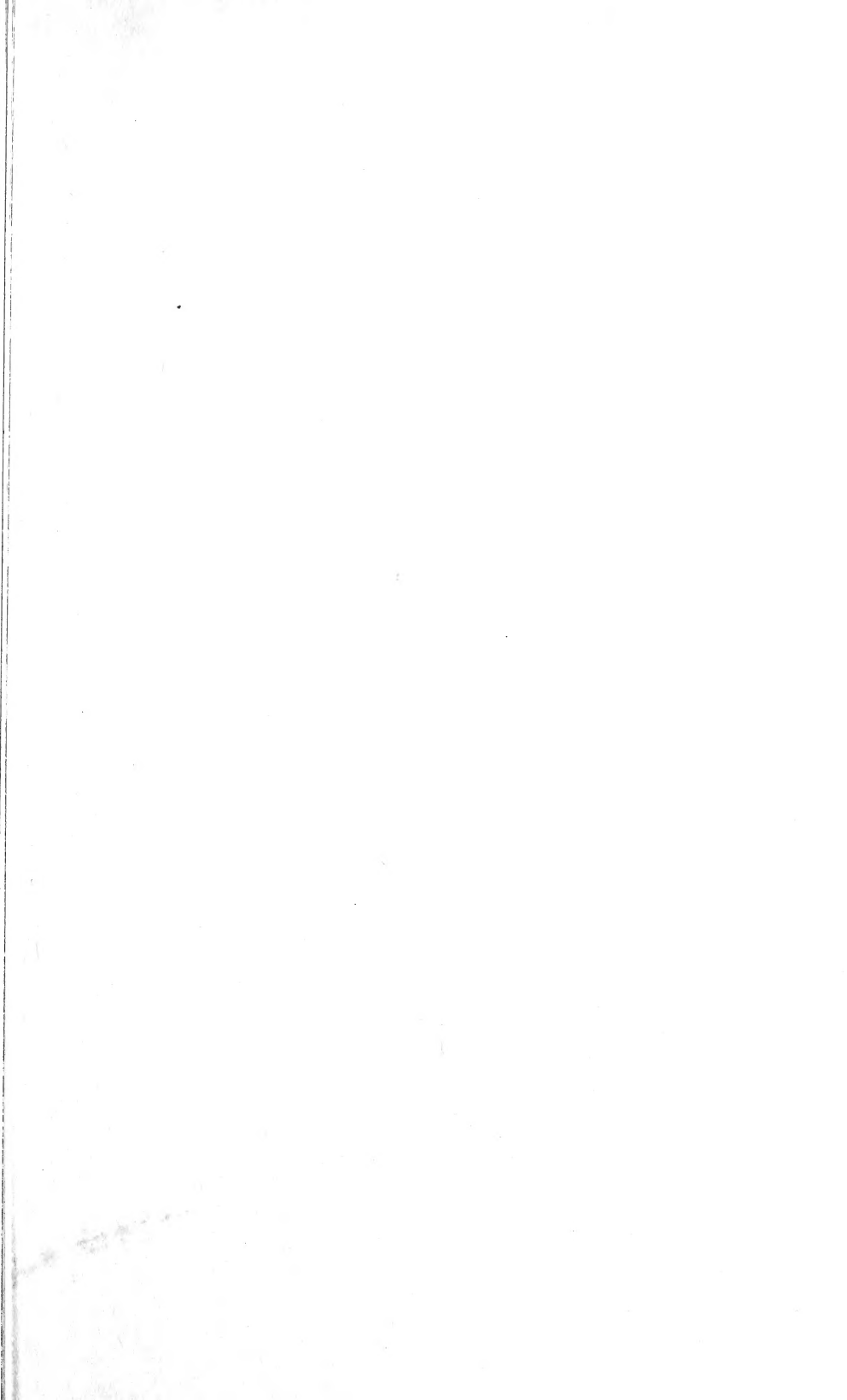
Mit 4 Tafeln und 79 Textabbildungen.

Lex. 8°. 1910. Geheftet M. 8.—; in Leinwand gebunden M. 9.40.

1470

42







SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES



3 9088 01357 1112